

# 岩石礦物礦床學會誌

第三十七卷 第二號

昭和二十八年五月一日

## 研 究 報 文

岩手県田老町附近の地質及び岩石	.....	石植山山井田岡江清良一徳彦夫雄載
大峰鉱山黄銅鉱中のキユーバ鉱葉片に関する熱的研究 (岩手県大峰鉱山産銅鉱石の研究 III)	.....	昔竹昔南彦彦夫起一彦夫人
大峰鉱山産銅鉱石の形成について (岩手県大峰鉱山産銅鉱石の研究 IV)	.....	木内木部口木内部田彦舞常松成
常磐炭田における炭層堆積状態の研究 (その 3) 一常磐炭田南端部茨城県小木津附近の地質構造一	.....	江鈴竹南和彦夫人
釜石鉱山産磁鐵鉱の不完全性について	.....	常松成

## 会報 及び 雜報

## 鉱業大会開催の件

## 会員動靜

## 日本鉱物学会総会及び講演会

## 日本地質学会 60 周年記念東北支部例会

## 新刊紹介

Grundriss der Kristallchemie. Von Johannes E. Hiller.

抄 錄

鉱物学及び結晶学	アルカリ珪酸塩の結晶形態	外 9 件
岩石学及び火山学	Bushveld 型の斜方輝石のイオン置換と置位格子恒数の変化	外 6 件
金 属 鉱 床 学	Idaho 洲 Elmore の火山地方に於ける地質と鉱化作用	外 6 件
石 油 鉱 床 学	カリホルニヤ油田に於ける含油碎岩	外 3 件
參 考 科 学	板硝子表面の屈折率	外 1 件

# 東北大學理學部岩石礦物礦床學教室內

## 日本岩石礦物礦床學會

## 會報及び雑報

**鉱業大會開催の件** 本誌第37卷第1号に予告いたしました通り、来る10月3日から鉱業大会が仙台で開催されます。内容及び申込規定等は同誌に添えましたもので既に御承知と存じますが、念のため再び申し添えます。

- (1) 鉱業大会申込；9月10日締切（所定の用紙を御使用下さい）。
- (2) 研究発表講演申込；7月31日締切（本学会関係のものは東北大学理学部内岩石礦物礦床学会あて400字詰原稿用紙4枚以内の講演要旨を添えて御申込下さい）。
- (3) **岩石礦物礦床學會第25年總會；10月4日。**

**會員動靜〔新入會〕** 鈴原忠政（札幌市北海道大学理学部地質鉱物学教室）、橋本昇（仙台市国分町住友金属鉱山株式会社仙台出張所）、廣渡文利（福岡市箱崎町九州大学理学部地質学教室）、三宅寛（岡山市津島西坂799）、菊地豊（北海道紋別町鴻舞鉱業所）、柴橋敬（山形県西村山郡寒河江町大字寒河江丁50）、塙田勇夫（栃木県下都賀郡吹上村吹上549）、菅野五郎（東北大学理学部岩礦教室）、玉木貴裕（岩礦教室）、田中賢三（東京都駒込区千駄木町113有限会社凡地学研究社）、池田宏（鎌倉市雪の下929横濱国立大学学寮）

**〔轉居及び轉勤〕** 待場勇（神戸市東灘区御影町浜中308三田正揚方）、中川進（東京都杉並区馬橋2ノ155串部方）、塙本義郎（東京都港区赤坂葵町3日本鉱業株式会社鉱山部）、紫藤文子（東京大学理学部地質学教室）

## 新刊紹介

**Grundriss der Kristallchemie.** Von Johannes E. Hiller. 本書は結晶化学の教科書として、又参考書として良くまとめられている。全篇15章から成り、第1章、緒論、第2章、空間格子、結晶の対称、対称の法則等、第3章、結晶の成長、理想結晶と実在結晶等、第4章、X線に依る実験方法、逆格子、結晶構造決定の順序、第5章、イオン結合、原子結合、金属結合等、第6章、原子半径とイオン半径、第7章、元素の構造、第8章、AB化合物、AB<sub>2</sub>化合物、AmBn化合物等の構造、第9章、3成分及び多成分化合物の構造、第10章、Morphotropie, Isotypie, Isomorphie, 混晶の生成等、第11章、同質多像、第12章、珪酸塩の結晶構造、第13章、合金の結晶構造、第14章、有機化合物の結晶構造、第15章、結論等の内容別に記述され、附録として空間群の符号、230空間群の表等が付け加えられている。述べられた結晶は約1,200種に及び、本文307頁に附図209、附表72が用いられている。（1952年出版 Walter de Gruyter & Co., Berlin） [大森]

研究報文

岩手縣田老町附近の地質及び岩石

(Geology and petrology of the environment of

Tarō-machi, Iwate Prefecture.)

石井清彦 (Kiyohiko Ishii), 植田良夫 (Yoshio Ueda),  
山岡一雄 (Kazuo Yamaoka), 山江徳載 (Noritoshi Yamae)

**Abstract:** According to the field observations of Tarō district, Iwate Prefecture, it is highly probable that the volcanic complex made of andesitic rocks and their pyroclastic materials in this district have been formed at the age following the sedimentation of the Omoto formation of the basal part of the Cretaceous series, known as Ryōseki and that some of the sediments, known as Palaeozoic, seem to belong to some Mesozoic age, preceding to this formation. The granodiorites of the Miyako and the Tarō types intruded into the Harachi-yama and the Kishi formations and their pebbles are included in the Miyako formation of the upper part of the lower Cretaceous series known as Monobegawa. Therefore, the geologic age of their intrusion is believed to belong to same age between the Ryōseki and pre-Upper Monobegawa series. Also the shear zone, 1 to 2.5 km. in width, passing through the Tarō-mine might have been formed in this age before granodioritic intrusion.

1 緒 言

本地域は北上山地の東縁部、太平洋岸に面する個處で、古くより著名鉱山として田老鉱床が存在し、此の鉱床並びに附近の地質に関しては多数の調査報文<sup>1)~10)</sup>が見られる。筆者等は偶々岩手県の地下資源調査に参加し

- 1) 山根新次, 盛岡図幅, 20万分の1, 1915.
- 2) 植村癸巳男, 田老鉱山調査報文, 地質調査所報告, 86号.
- 3) 中本明, 岩手県田老鉱山について, 地質, 38, 1931.
- 4) 今井秀喜, 岩手県田老鉱山の地質及び鉱床, 地質, 47, 1931.
- 5) 加藤武男, 新編鉱床地質学, p. 312, 1940.
- 6) 加納博, 北上山地岩泉近傍の“領家”類似の変成岩類について地質, 53, 626, 1947. 地質, 54, 636, 1948.
- 7) " " 北上山地岩泉変成帯に於ける特異なる堇青石岩と角閃石カミングトン角閃石岩の共出, 地質, 5, 648~869, 1949.
- 8) " " 岩手県岩泉地方の石灰石及び大理石鉱床, 秋田鉱山専門学校地下資源開発研究所報告, 第2号, 1949.
- 9) 湊正雄, Zur Orogenie und zum Vulkanismus im jüngeren Palaeozoikum des Kitakami-Gebirges, Honshū, Japan, 北大紀要, 4類, 7卷, 3号, 1950.
- 10) 加納博, 武藤鉄精, 田老鉱床における領の内変動帯の構造特に縞構造と落しの問題に關連して, 地質, 57, 672, 1951.

て本地域附近の地質を稍広範囲に調査する機会を得、従来の所見と聊か異なる点を見出したので地質岩石の概略を述べ、それ等に就て言及したいと思う。本報告の大要は既に地質学会第58年総会で発表したところである。

本調査は岩手県の依嘱によつて行つたもので、調査の機会を与えられた岩手県庁の関係諸氏に厚く謝意を表すると共に、種々の御高配と助言を賜つた渡辺万次郎教授並びに加藤謙次郎講師に深謝の意を表する。

## 2 地質岩石

本地域を構成する堆積岩類及び火成岩類を類別すれば次の如くになる。

### 1) 堆積岩類

#### (i) 古生代

古生層 (石炭紀一二疊紀)

#### (ii) 中世代

時代未詳中生層

岸層、原地山層

下部白堊紀層 (領石統)

小本層、

下部白堊紀層 (物部川統)

平井賀層、茂師層、宮古層等

上部白堊紀層 (浦川統)

玉川層、

#### (iii) 新生代

第四紀層

洪積層 沖積層

### 2) 火成岩類

#### (i) 深成岩類

田老型細粒花崗閃綠岩

宮古型粗粒花崗閃綠岩

橄欖斑頑岩

#### (ii) 脈岩類

長石玢岩

石英閃綠玢岩

閃綠玢岩

花崗閃綠岩質斑岩

石英斑岩

輝石玢岩

#### (iii) 噴出岩類

流紋岩

## I 堆積岩類

(1) 古生代 古生層—古生層は地域の西方に發達し、主として粘板岩、チャート、硬砂岩の累層より成り石灰岩、輝綠凝灰岩等を挟有する。田老型、宮古型両花崗閃綠岩の併入により、之に接する個處では劇しく熱変質作用を受け粘板岩は点紋粘板岩或は黒雲母ホルンフェルス、紅柱石ホルンフェルス、空晶石ホルンフェルスとなり、岩泉町附近では長さ1糺、巾3糺に達する空晶石が見られる。又硬砂岩にも黒雲母を多量に生じて雲母砂

岩、時には片状を呈する黒雲母片岩様岩石に変成している。安家川上流及び刈屋村に於ては小規模ながら貫入片麻岩が存在する。又小本村中里附近には角閃岩を挟有する。石灰岩は何れも再結晶を行つて糖状を呈するが、接触鉱物の产出は稀で、僅かに有芸村肘薺、普代村掘内沢上流、花原市附近で透輝石、柘榴石等のスカルン鉱物の生成を散見するのみである。石灰岩及び輝緑凝灰岩はかなり密接に相伴つて产出し、岩泉町、有芸村方面にその発達が良好である。古生層の一般走向は  $N10^{\circ} \sim 30^{\circ}W$  で、西に  $40^{\circ}$  乃至  $80^{\circ}$  の傾斜を示すが、地域の北部に於ては殆ど東西に近い走向を持つ処や、断層附近では局部的に擾乱を蒙つてゐる処が見られる。茂市村、刈屋村地区の古生層は夥しく多数の脉岩類(石英閃緑玢岩、閃緑玢岩)に貫かれている。

(2) 中生代 (イ) 岸層-本層は小本村字岸を標式地として同村日向、卒郡及び田野畠村に発達するもので、粒度を異にする砂岩及び珪質粘板岩の互層を主体として之に黒色頁岩、珪質頁岩の薄層を挟有するものであるが小本川以北の本層は厚層なチャートを挟有する。砂岩は一般に石英質であるが場所により凝灰質砂岩に移過する部分がある。夥しく多数の黒色頁岩の角礫を包有する礫岩質砂岩を混へる個処や、時には赤色或は灰青色チャート層を挟む処がある。厚層な黒色頁岩は稀でレンズ状に挟まれることが多い。本層の岩質は小本層のそれと酷似し、又両者の関係にも不整合は認められず、本層に連続的に小本層が堆積したものであろう。古生層とは比較的傾斜の緩かな逆断層をもつて接するものと考えられ、又後述する原地山層との関係は本層堆積後之に引続いて行われた火山活動の産物として原地山層を堆積せしめたものであろう。本層は一般に西落ちの傾斜を有し、田野畠村明戸以北に於ては北々東の走向を示すが、之より南では北々西に走向を変え更に南方の小本村清水野附近では東西に向きを変えて西方に突出した弧状を画いている。之等は小本村卒郡附近及び田野畠村平波沢附近に於ては宮古型花崗閃緑岩によつて熱変成作用を受けて黝紫色のホルンフェルスに変つている。本層には未だ化石が発見されず、その地質学的時代を明かにすることは出来ないが、前述せる如く下部白堊紀領石統に属する小本層との関係より之以前の堆積であることは十分推察し得る所で、赤石山系に於ける赤石層<sup>1)</sup> 或は四国外帶に於ける三宝山層群の斗賀野統に対比し得るものであろう。尙岩泉西方にジユラに属する礫岩層の存在が最近発表<sup>2)</sup>され、本層との関聯性が推察される。

1) 石井清彦、植田良夫、島津光夫、赤石山系の地質並びに岩石、日本地質学会六十周年記念東北支部 4, 5 月例会

2) 長谷弘太郎、北部北上山地岩泉附近の古期岩層とその含有化石、日本地質学会第60年総会、講演、1953.

(ロ) 小本層(領石統)一小本層は小本村字小本及び中野附近に小範囲に露出し、主として灰白色乃至灰黒色時に緑色の砂岩層及び暗灰色粘板岩、砂質粘板岩の互層より成り凝灰質砂岩、凝灰質頁岩の薄層を挟む。岩相は前述の岸層と非常によく類似し、その区別は困難である。本層は概して N 30° E, 70°~80° NW の傾斜のものが目立ち、時に N 20°~30° W の方向に走向を変え、東に 70° 位の傾斜を持つ個所がある。本層は花崗閃緑岩による接触変質は著しくないが、花崗閃緑岩質斑岩、輝石玢岩、珪長質玢岩等多数の岩脈によつて貫かれている。本層には植物化石を産し、下部白堊紀領石統<sup>1)</sup>に属する。本層は一部変質を受け点紋粘板岩に變つている所が見られる。

(ハ) 原地山層一本層は田老町原地山(485.9 米)に標式的に見られ其の他小本村の海岸地域及び田野畑、普代両村境七ツ森東方の海岸地域に分布し、主として安山岩質熔岩及び之に關聯する凝灰岩、集塊岩等の火成碎屑岩より成るものであるが、珪化作用、曹長石化作用、水長石化作用、黃鐵鉱化作用等種々の変成作用を受けて石英角斑岩様岩石<sup>2)</sup>に変成している。之等は灰白色、灰青色、淡緑色、白色等種々の色を呈し、又凝灰質頁岩、砂岩、礫岩等の水成碎屑岩を各部分に挟在する。本層は小本層或は岸層と接し、恐らく領石統堆積に引続く火山活動による産物であらう。志井田功<sup>3)</sup>氏は上部侏羅紀後、物部川統時代以前の活動時期に属する火山岩類として宮城県氣仙沼大島の大島噴出岩類(輝石玢岩及びその火成碎屑岩、melaphyre 及びその火成碎屑岩より成る)を記載し、又閔武男、今泉力藏両氏<sup>4)</sup>は白堊記の進入に拘わる花崗閃緑岩以前に玢岩の活動が存在することを記載しているが、本層も之等南部の玢岩類の活動と一連の関係を有するものであらう。

小本川以南に於ける本層の一般走向は小本村茂師附近で N30° E、その南方同町飛沢附近では N10° W と走向を変え、太平洋に凹面を向けた弧状をなす。之の西方に於けるものは N10°~30° W, 50°~60° W の傾斜を

- 1) H. Yabe, Mesozoischen pflanzen von Omoto, Tōhoku Imp. Univ., Sci. Rep. Sec 11, Vol 1.
- 2) K. Ishii and Y. Ueda, On the Quartz-Keratophyres from Otobe, Shiwa County and the Pacific Coast, Shimohei County, Iwate Prefecture. Tōhoku Univ., Sci. Rep., Ser III, Vol. IV, No. 3, 1953.
- 3) 志井田功、宮城県氣仙町近傍の地質に就きて、東北大學理學部地質学古生物学教室研究邦文報告、第 33 号、昭 15 年。
- 4) 閔武男、今泉力藏、岩手県氣仙町大船渡湾沿岸の白堊紀層、東北大學理學部地質学古生物学教室研究邦文報告、第 35 号、昭 16 年。

有するものが普通で、略  $N25^{\circ}E$  の方向を以て巾 2 粁を以上に及ぶ圧碎帶が小本村中里を通り、田老鉱山を経て、宮古市に及んでいる。田老鉱山は此の圧碎帶上に存在し、その鉱床は田老町攝待及び同町海岸附近に見られる黃鉄鉱化作用、珪化作用等の熱水変質作用と恐らく同一時期に生成されたもので、田老型細粒花崗閃綠岩の後次成作用に依るものであらう。本層は宮古型及び田老型花崗閃綠岩及び輝石玢岩に貫かれている。本層中の粘板岩或は凝灰質粘板岩は董青石、黒雲母ホルンフェルスに変じ、小豆大より大豆大の董青石が圧碎帶中特に小本村中里附近より田老鉱山北方にかけて産する。(尚董青石は圧碎帶以外の田野畠村檜木沢上流、岸層に属する凝灰質頁岩中にも見られる。) 凝灰岩は時に角閃岩に変じている。

(二) 平井賀層、茂師層、宮古層(上部物部川統)一本層は岸層、原地山層、田老型細粒花崗閃綠岩等を基底礫岩を以て不整合に被覆し、太平洋沿岸に小分布をなして点在する。即ち北より辨天崎、羅賀、平井賀、ハイペの沢を挟む両岬、嶋越(以上田野畠村)、小本村茂師、松島、田老町大島、真崎、青砂里、崎山村日出島部落、日出島、宮古市鮪の浜、閉伊川河口鍬ヶ崎等に極めて小区域に現出する。偽層の発達した礫岩、礫岩質砂岩、粗粒乃至細粒砂岩より成り、稀に頁岩を挟有する。基底礫岩中の礫にはチャート、珪岩、粘板岩、硬砂岩、安山岩質岩、花崗閃綠岩等が円礫又は稍稜角ある礫として存在し、その径は 1 米に達するものが少くない。本層には著しく多くの介化石を産し、又嶋越ではレンズ状の炭層を挟有し、稀に琥珀を包有する。

(ホ) 玉川層<sup>2)</sup>(浦川統)一本地域に於ける白堊紀層の最上部を構成し、地域の北縁九戸郡野田玉川附近の海岸に露出する。基底礫岩を以て古生層及び宮古型花崗閃綠岩を不整合に被覆している。主として砂岩、砂質頁岩、礫岩、凝灰質砂岩、泥岩等の互層より成り、走向は東西に近く北に  $10^{\circ}$  乃至  $30^{\circ}$  の緩傾斜を示すが、基底に近くなる程傾斜が急になる。

岩質は凝結性に乏しく軟弱で、かつて第三紀層に属するものとされていた。炭質物の破片、黒雲母に富む泥岩を挟み、層理面に平行に並ぶ大小種々の泥灰質团塊を持つ砂岩層を挟有し、团塊の大きさは径 1 米に達するものがある。尚本層にも琥珀を包有し、又数層の介化石(主として *Ostrea*)層を挟む。

1) H. Yabe and Yehara ; The Cretaceous Deposits of Miyako, Tôhoku Imp. Univ. Sci. Rep. Sec. 11, Vol. 1.

2) 佐々保雄、岩手県久慈地方の地質に就いて、地質 39, p. p. 401~430. 昭7

## II 火成岩類

(1) 深成岩類 花崗岩類は之を二大別して田老型細粒花崗閃綠岩と宮古型粗粒花崗閃綠岩とする。両者共その進入時期は領石統堆積以後、上部物部川統堆積前で、其の現出状態は古生層並びに原地山層以前の中生層の構造線と密接な関係を有するものである。本地域に於て両者の関係を明瞭にすることは出来なかつたが、恐らく宮古型花崗閃綠岩は遠野型、千厩型花崗閃綠岩と同じく、侏羅末期より白堊紀初期にかけて行われた同一造山作用に引続いて稍深所に進入したものであり、田老型花崗閃綠岩は之の造山作用の終了後比較的浅所に進入したもので、進入の時期は時代的に大差なきものと考えられる。

(イ) 田老型細粒花崗閃綠岩一本岩は宮古型花崗閃綠岩の東方を占め、田老町を中心とするものに始まりその北N20°W方向の直線上に断続して分布するもので、田老町を中心とするものが最も広範囲に露出し、北部に行くに従つて分布面積は小さくなる。その中胡桃畑、刺柄岳附近のものは夥しい xenolith を有し、その数は 1 平方米中 200 を数えることがある。xenolith としては微閃綠岩質のもの(或は schlieren か)、砂岩質のもの等あり、又岩体の辺縁部には原地山層に属する安山岩質岩を含み、原地山層との接触部附近に於ては混成岩的な岩相を呈する。田老町馬場野に於ては同岩は圧碎花崗岩に変じている。本岩は中粒乃至細粒にして灰色乃至淡肉紅色を帶び、淡紅色及び白色の長石、濃緑色の綠泥石化せる黒雲母、少量の角閃石、無色の石英を主成分とし、流状構造は認められない。顕微鏡下では聚片双晶を示す斜長石(時にカルスバド式或はペリクリン式双晶を成し、屢々累帶構造を示す。灰曹長石～中性長石)、之と略等量のカオリン化せる正長石(屢々累帶構造をなす)、石英、綠泥石化せる黒雲母(綠泥石は略 penninite)の他少量の角閃石を主成分鉱物とし、副成分鉱物としては磁鐵鉱、燐灰石、ジルコン、榍石等を含み、又二次的鉱物として綠泥石、綠簾石、黝簾石を多く有し、一般に Quartz-monzonitic な岩石である。

(ロ) 宮古型粗粒花崗閃綠岩 一本岩には何れも同一岩漿より誘導せられたものと思われる 4 種の異なる岩相がある。即ち

- 標式的宮古型閃雲花崗閃綠岩
- 含柘榴石閃雲花崗閃綠岩
- 乙茂型黒雲母花崗閃綠岩
- 太田名部型閃雲花崗閃綠岩

a) 標式的宮古型閃雲花崗閃綠岩 一本岩は宮古市より有芸村に亘つて広

範囲に露出し、又乙茂型黒雲母花崗閃綠岩の周辺相をなすもので、一般に顯著な流状構造を有する。本岩塊の東縁田老町末前附近より崎山村箱石に至る殆ど直線状の周縁部に於ては中生層の層理と殆ど一致した流状構造を有する。然し有芸村附近ではその方向は不明瞭となり、宮古市根市附近では明瞭なるも乱雜で一定の方向性を示さない。安家村茂井附近では片麻岩様岩石に移過する。又之の附近では古生層との間に小規模な貫入片麻岩を生成している。本岩は一般に岩体の周辺部を占めるもので、中粒乃至粗粒で稍灰色を呈し、白色の長石、無色の石英、緑黒色の自形角閃石、黒色の半自形乃至他形の黒雲母を主成分とする閃雲花崗閃綠岩で、一般に正長石より斜長石に遙かに富むことが特徴である。副成分鉱物として磁鐵鉱、燐灰石、ジルコン、榍石等を含有する。斜長石は聚片双晶よく発達し、時にカールスバド双晶、ペリクリン双晶を示し、屢々累帶構造を有する。その成分は略中性長石乃至酸性の曹灰長石である。正長石は時にカールスバド双晶を示し、田老型花崗閃綠岩に比し著しく新鮮である。又緑色の角閃石、褐色の黒雲母は共に多色性著しく、時に緑泥石若くは緑簾石に変化している。本岩は場所によつて非常に多量の榍石を含む処がある。

b) 含柘榴石閃雲花崗閃綠岩—有芸村高清水東方に東西約2糠、南北3糠の小範囲に岩株状に露出するもので、柘榴石を有する比較的細粒の閃雲花崗閃綠岩である。本岩は恐らく宮古型花崗閃綠岩の一異相にして、附近の石灰岩との熔融同化により柘榴石の生成を見たものであろう。

c) 乙茂型黒雲母花崗閃綠岩—本岩は岩泉町乙茂附近に稍広範囲に露出する極めて粗粒な特徴ある岩相を呈する黒雲母花崗閃綠岩で、肉眼的には径5糠～1糠、c軸方向に長さ5糠～10糠に達する自形の黒雲母が長石及び石英の白色基地中に斑紋状に散布するもので、角閃石は見られず、石英も又大きな結晶をなし、径5糠～10糠に達する。水成岩との周縁部に近づけば次第に細粒となり長柱状自形の角閃石が多量に生じ、且つ黒雲母は輪廓が不規則細粒となつて流状構造を示すようになり、標式的宮古型閃雲花崗閃綠岩に移行する。之は宮古型花崗閃綠岩の一異相で揮発性成分に富んだ岩漿より生じたものであろう、尙本岩には之を貫くベグマタイト岩脈が非常に多いことが特徴の一つで、大きなものは見られないが、数糠から1米位の巾のものが無数に貫いている。之は一般に淡紅色を呈し石英及び正長石よりなり、稀に白雲母、電氣石を伴うものがある。

d) 太田名部型閃雲花崗閃綠岩—本岩は普代村太田名部附近から玉川附近の海岸地域に露出し、岩相はむしろ田老型のものに類似している。稍緑色を帶びた灰色を呈し、脂肪光沢を有する中粒乃至細粒の閃雲花崗閃綠岩で、主成分鉱物は石英、正長石、斜長石、黒雲母、角閃石より成り正長石

が斜長石より多い quartz-monzonitic な岩石である。他の型の花崗閃綠岩との関係は明確にし得ないが恐らく宮古型花崗閃綠岩の異相と思われる。

橄欖斑纏岩一本岩は安家村茂井、寅林間の花崗閃綠岩中に小露出をなして存在し、花崗閃綠岩との接觸部は見られず之との関係は不明である。新鮮な緑黒色、粗粒、顯晶質岩石で顕微鏡下では斜長石、角閃石、輝石、橄欖石を主成分鉱物とし、燐灰石、磁鐵鉱、チタン鉄鉱等の副成分鉱物を含有する。斜長石は亜灰長石に近い曹灰長石に属し、新鮮で聚片双晶をなすものが多い。角閃石は有色鉱物中最も多量を占め、薄片では淡緑色から淡緑褐色に変る多色性を持つが著しくはない。輝石は普通輝石に属し角閃石に次いで量が多く、薄片では殆ど無色である。橄欖石は小量であるが概ね新鮮で粒状を呈し、鮮明な紅、藍、緑色等の干渉色を呈する。

## (2) 脉岩類

脉岩類は古生層中に岩床状に進入した長石玢岩、同じく古生層中に進入した石英閃綠玢岩、閃綠玢岩等があり、又上部物部川統以前の中生層に進入したものには小本附近に見られる花崗閃綠岩質斑岩、宮古附近に見られる石英丸岩の他輝石玢岩(輝綠玢岩)等がある。

(イ) 長石玢岩一本岩は茂市村腹帶附近の古生層中に幅約10米の岩床状をなして露出するもので長さ1糸~2糸に達する特徴ある斜長石の卓状斑晶を有する。斑晶は普通岩脈の両盤に平行に排列し、其の状態が恰も短冊を列べた如く見える為俗に短冊石と呼ばれている。斜長石は塩基性の曹灰長石若くは酸性の亜灰長石に属する。本岩は之より南々東宮古、大槌釜石図幅に亘り数10糠に及んで古生層の或る一つの zone 中に岩床状をなして点々と現出している。

(ロ) 石英閃綠玢岩一本岩は茂市村、刈屋村地区に於て古生層及び花崗閃綠岩中を夥しく多数の岩脉状をなして貫くもので、閉伊川筋花原市に於けるものは一部巒岩状を呈し、往々花崗岩及び古生層岩片を包有する。本岩は暗灰色若しくは灰色を帶び斑状を呈し、肉眼的に長石の他若干の角閃石、黒雲母稀に石英の斑晶を有する。顕微鏡下に於て斑晶は斜長石、角閃石の他、少量の正長石、石英、黒雲母を有し、微花崗岩構造若しくは微粒状構造を示し、副成分として磁鐵鉱、燐灰石、ジルコン、榍石等を有する。斑晶斜長石は一般に聚片双晶稀にペリクリン双晶を示し、又屢々累帶構造を有し、その成分は略曹灰長石に属する。正長石は一般に汚染してカオリין等を生成している。角閃石は緑色を呈し、多色性著しく、屢々結晶の周囲は小葉片状の黒雲母様鉱物の皮殻によつて取囲まれ、時に全く緑泥

泥石化している。黒雲母は褐色で多色性著しく、石英は熔触を受けて丸味を帶びている。本岩は石英閃綠玢岩に該当するものである。

(ハ) 閃綠玢岩—石英閃綠玢岩と同一地区に岩脉状若くは岩頸をなして現出する暗緑色の岩石で、深成岩類の閃綠岩に相当する脉岩である。石英閃綠玢岩の中性異相と思われる。

(二) 花崗閃綠岩質岩 (又は granophyre) 一本岩は岸層、小本層を貫いて岩脉状若くは岩頸状に進入している。肉眼的に長石及び黒雲母様有色鉱物を含む灰褐色岩石で、顕微鏡下では斑晶として斜長石と少量の正長石及び小鱗片状集合体の黒雲母を有し、主として微文理構造をなすが又時に微花崗岩構造、微粒状構造等を示し、副成分鉱物には輝灰石、ジルコン、榍石、磁鐵鉱等が見られる。石英は一般に石基に存在するが、稀に斑晶としても存在し、斑晶の斜長石は曹長石乃至灰曹長石に相当する。黒雲母は褐色で多色性著しく小鱗片状結晶の集会体をなすのが普通である。

(ホ) 石英斑岩—宮古市鮪の浜附近に現出し、原地山層に属する粘板岩 (ホルンフェルス) 中に進入した石英及び長石の斑晶を有する淡灰褐色の岩石である。

(ヘ) 輝石玢岩 (輝綠玢岩) 一本岩は田老山附近、攝待附近、小本川口附近等に原地山層を貫いて一般に岩脉状、時に小岩頸状をなして現出する暗緑色堅緻な岩石で、小本川口に於けるらに往々角鱗岩状を呈し、又稀に杏仁状をなすことがある。斑晶は斜長石及び輝石より成り、石基は主に微細な針状の長石及び輝石より成った綠泥石並びに綠簾石より成り原岩は輝石安山岩と思われる岩石である。

(3) 噴出岩類；流紋岩一本岩は宮古市淨土浜に露出し、宮古層とは断層を以て接するが処により宮古層の鱗岩中に岩枝を出すものがある。本地域に於ては宮古層堆積後の噴出であることは明かであるが渡辺万次郎教授<sup>1)</sup>は恐らく第三紀の噴出であることを指摘している。本岩は灰白色を帶び緻密で斑晶に乏しい。斑晶としては少量の石英及び正長石、稀に斜長石、黒雲母を有し、石基は滑晶質若くは玻瓈質で往々流理を呈する。

### 3 地質構造

本地域に於ける構造線として最も顕著なものは田老山床を通つて略 N 20°W の方向に走る圧碎帶であつて、地層の走向と殆ど一致して雁行的に断続して走り、北は小本川を越えて龜山に達し、南は宮古市鍬ヶ崎に至るもので、延長約 27 粁、其の巾は 1 粋乃至 2.5 粋に達する。之の圧碎

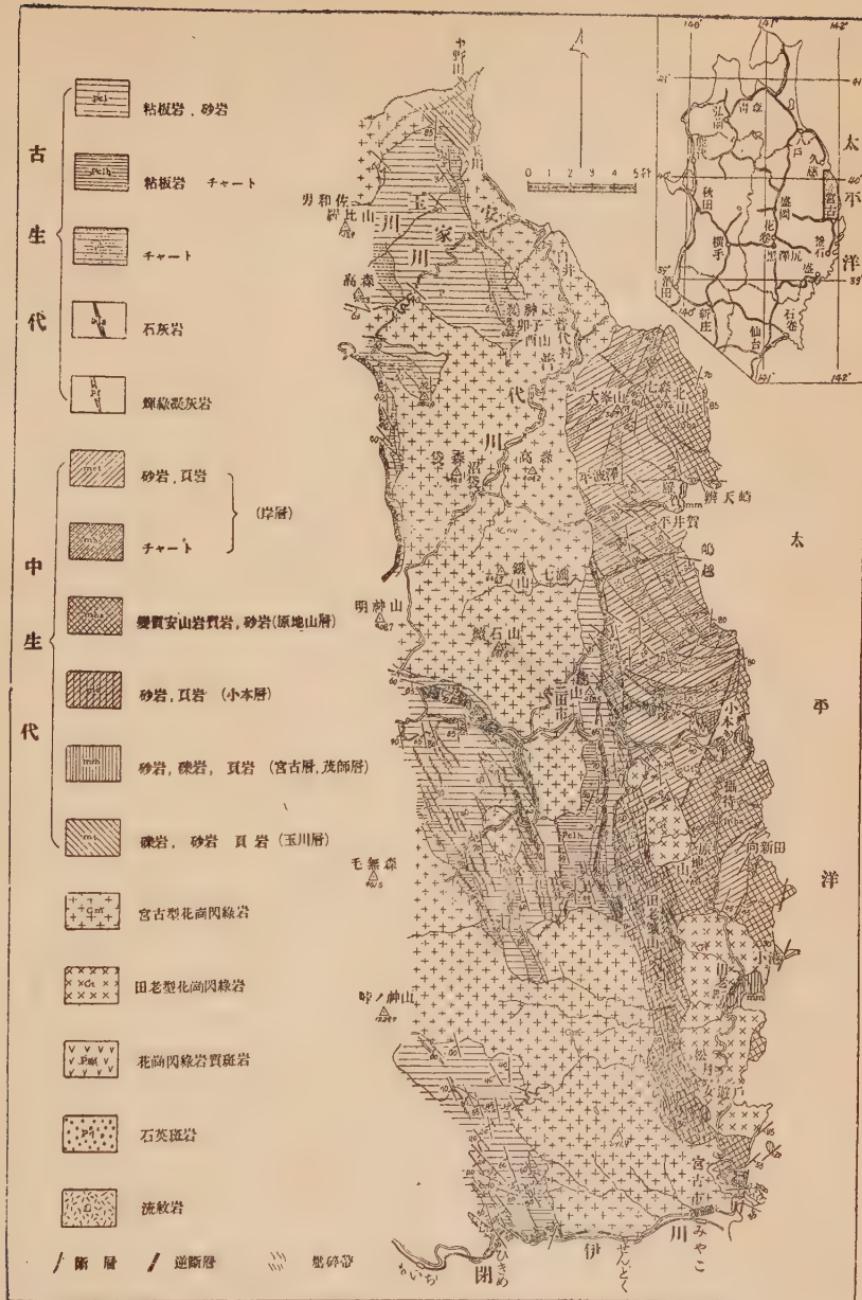
1) 渡辺万次郎、北上山地の火成活動、地質研究專報、第 4 号、1950

帶の生成は恐らく本邦の侏羅末期より白堊紀初期にかけての造山作用に伴うものであろう。之の造山作用に引き続き、之等の構造的な弱線に沿つて宮古型花崗閃綠岩の大侵入を見、造山作用が一応終止した後に田老型花崗閃綠岩が比較的浅所に侵入したものと推定される。之の侵入は領石統堆積以後、上部物部川統前である。宮古型花崗閃綠岩体の東側は略  $N20^{\circ}E$  方向に古生層及び中生層と直線的な境界を示しているが、西側の境界は不規則で古生層を *roof-pendant* に残す部分が見られる。小本川北方の岸層は半窓窿構造をなして南に湾曲しているが、小本川南方に於いては岸層は  $N20^{\circ} \sim 50^{\circ}W$  方向に、其の東側の原地山層は  $N30^{\circ} \sim 40^{\circ}E$  を示し、之等三者の走向は略三角形を形成し、その内部に位置する腰廻り、中の嶋附近には多数の花崗閃綠岩質斑岩が小岩脈をなして貫入している。

#### 4 總括

以上本地域に於いて其の地質岩石の概要を述べたが、之の調査によつて得られた観察、推定を総括すると大略次の如くになる。

- (1) 従来古生層とされていた一部が、領石統に属する小本層との関係より、之に引続く下部の中生層の疑いが持たれる。
- (2) 小本層に引続いて火山作用が行われ、安山岩質岩石及び其の火成碎屑物の出現を見（原地山層）、更に之が恐らく田老型花崗閃綠岩の後火成作用に依つて変質作用を受けたもの、大島噴出岩層（宮城県気仙沼）に對比されるべきものであろう。
- (3) 田老鉱山附近を通り略  $N20^{\circ}W$  の方向に走る圧碎帶は、岸層及び原地山層中に生成されており、その生成時期は領石統以後、上部物部川統前で、侏羅末期より白堊紀初期にかけて行われた本邦の造山作用に關係を有するものと見做される。
- (4) 宮古型花崗閃綠岩は原地山層に変質を与え、その礫が宮古層、茂師層に包含されている事実より、領石統以後、上部物部川統前に侵入したもので、前記造山作用に關係して圧碎帶生成後比較的深所に侵入したものであろう。
- (5) 田老型花崗閃綠岩は宮古型花崗閃綠岩の東岸層、原地山層中に小規模な分布を示し、恐らく之の造山作用の終了後、構造的な弱線に沿つて浅所に侵入したもので、其の後火成作用は原地山層、岸層等に広範囲な変質作用を与え、鉱床生成に密接な關係を有するものと推定される。



りである。それに記載された様に、黄銅鉱中には多量のキューバ鉱がみられ、後者は黄銅鉱中に平行縞状乃至格子状、塊状、または不規則縞状等をなして存在する。そのうち平行縞状乃至格子状をなすものはその産状より離溶性産物と認められるもので、筆者は特にこの共生体に注目して加熱実験を行なつた。

尙この外本黄銅鉱中には1) 黄銅鉱—磁硫鉄鉱格子状共生、2) キューバ鉱—磁硫鉄鉱、磁鉄ニッケル鉱格子状共生、3) 磁硫鉄鉱—硫鉄ニッケル鉱縞状共生等の特殊な共生体がみられ、加熱すればこれらも組織の変化を生じるが、こゝでは上記黄銅鉱—キューバ鉱共生体の加熱変化のみに着目し、他の変化については後日にゆづる。

### 實驗の目的

黄銅鉱—キューバ鉱共生に關しては既に2,3の実験的研究がある。即ち、1927年 G. M. Schwartz は黄銅鉱中のキューバ鉱格子について加熱実験を行ない、450°C 以上の温度でキューバ鉱葉片が黄銅鉱中に消失し、固溶体を形成する現象を認めて居り、1937年 Merwin—Lombard<sup>1)</sup> もまた 460°C 以上の温度で両鉱物が完全な固溶体を形成すると述べている。一方 H. Borchert<sup>2)</sup> はキューバ鉱を 235°C ~ 300°C 以上に加熱してこれが黄銅鉱と磁硫銅鉱 (chalcopyrrhotine) とに分裂する現象を認め、キューバ鉱はその温度以下で安定であると述べ、前両者の値よりかなり低い温度を出している。

そこで筆者は上記3者の実験結果を吟味する目的で、当鉱山産黄銅鉱—キューバ鉱縞状共生体の加熱実験を試みたのである。

### 實驗の方法

さきに筆者が行なつた斑銅鉱—黄銅鉱格子共生の加熱実験と同一の方法によつた<sup>3)</sup>。即ち、予め試料を反射顕微鏡下で検し、黄銅鉱—キューバ鉱共生体の状態を充分確かめた後、SBB 硝子管中に試料の一片を密封し、電気爐中で加熱、加熱後は直ちに水冷或は空冷し、再び研磨して顕微鏡下で共生組織の変化を観察した。

2) G. M. Schwartz: Econ. Geol., **22**, 44-61, 1927.

3) H. E. Merwin, R. H. Lombard: Econ. Geol., **32**, 203-284, 1937.

4) H. Borchert: Chemine d. Erde, **9**, 145-172, 1934.

5) A. Sugaki: Sci. Rept. Tōhoku Univ., Ser. 3, **4**, 11-17, 1951

実験中温度を一定に保つために電位差計式自動温度調節計を使用した。これを用いることによつて長時間加熱の場合でも略々  $\pm 2^{\circ}\sim 5^{\circ}\text{C}$  の範囲で所定の温度に保つことが出来た。

### 加熱前のキューバ鉻葉片

反射顕微鏡下で当キーバ鉻葉片は Fig. 1 及び Fig. 2 の如く幅 0.03~1.3 mm, 普通 0.1~0.3 mm 内外, 長さ 1.5~9.0 mm 普通 2.0~4.0 mm 内外で, 黄銅鉱の [111] に平行する縞状乃至格子状配列をなし, 周囲の黄銅鉱とは直線的境界を以つて接するが, その尖端は屢々分派して比較的急に尖滅する。その量的割合は一般に黄銅鉱に比し少量であるが, 部分によつてはかなり多量存在し, 逆にキューバ鉻中に黄銅鉱の平行縞を含有する場合も稀でない。特にキューバ鉻葉片の大きいものは研磨面中肉眼でも容易に認められる。今葉片の反射顕微鏡下の性質を記せば次の様である。



Fig. 1. Cubanite (dark gray) in chalcopyrite (light gray)  $\times 65$ .

#### 1) 反射多色性

縞の方向 // ニコルの振動方向; 淡紅灰色~グリーン黄色

縞の方向  $\perp$  ニコルの振動方向; 稍々暗色味を帯びる

#### 2) 異方性 (直交ニコル下)

縞の方向 // ニコルの振動方向; 淡青灰色~淡灰綠色

縞の方向 // +45° の方向; 淡青灰色~淡灰黄色

縞の方向 // -45° の方向; 淡紅褐色

#### 3) 硬度 Low

黄銅鉱と略々一致, 磁硫鉄鉱より低い

#### 4) 腐蝕試験

$\text{HNO}_3$  (1:1); 蒸気にて褐色に鏽る。

$\text{KOH}$  (Sat.); 徐々に褐変。

$\text{KCN}$  (20%); 長時間放置すれば褐変。

$\text{HCl}$  (1:1),  $\text{HgCl}_2$  (Sat.),  $\text{FeCl}_3$  (20%); 変化せず。

キューバ鉻はまた屢々黄銅鉱中大きさ 0.3~3.0 mm, 普通 0.5~2.0 mm 程度の塊状をなして, かなり多量現われる。もつともこの一部には上記葉片が研磨面の方向によつて塊状となつたものもあるが, 他のものは

周囲の黄銅鉱によって寧ろ交代された様な不規則な産状を呈し、またその大きさや、黄銅鉱に対する量的関係から直接鉛液より生成されたと解した方が妥当である様なものも少くない。この種のキューバ鉱の光学的性質も葉片状のものと全く同様である。



Fig. 2. Lamellae cubanite (dark gray) in chalcopyrite (light gray).  $\times 65$

黄銅鉱の交代作用を受けたと思われるものは、鋸歯状に烈しく出入する輪郭をもつ特異な形状を呈し、特に交代の程度の進んだものは不規則縞状となる。

本実験に供した試料は上記のうち葉片状キューバ鉱を含有する黄銅鉱を顕微鏡的に選別して使用したが、一部塊状キューバ鉱を含む黄銅鉱をも加熱し、その変化を観察した。



Fig. 3. Change of cubanite (Cb, black) lamellae in chalcopyrite (white) by heating. A, 450°C, 5 hours, B, 500°C, 5 hours.  $\times 65$ .

### キューバ鉱葉片の加熱變化

300°C ~ 350°C 以下の加熱では殆んど無変化で、Borchert<sup>1)</sup>の云う様なキューバ鉱の分裂による黄銅鉱-磁硫銅鉱共生体の生成は認められないが、キューバ鉱は加熱前に比し僅かに褪色して来る。350°C, 90 hrs. 加熱の場合にも殆んど変化はみられないが、稀にキューバ鉱葉片の尖端部のみが局部的に周囲の黄銅鉱と相互反応をなしてその擴散をうけ、不規則に

1) H. Borchert: Op. cit.

出入する鋸歯状をなし、極く局部的に黄銅鉱（厳密に云えばキューバ鉱成分を含有する黄銅鉱固溶体。以下黄銅鉱固溶体と稱する。）—キューバ鉱の微文象状組織を形成する場合がある。

400°C, 50 hrs., 450°C, 5 ~ 10 hrs. 加熱で黄銅鉱キューバ鉱の反応が明に認められ、後者はその周囲から黄銅鉱の侵入を受け、Fig. 3 A の如く不規則鋸歯状となり、時にその内部も辺縁部に沿つて黄銅鉱固溶体—キューバ鉱の微文象状または格子状共生を呈する様になふ。しかし未だ擴散作用はキューバ鉱の中央部までは及ばず、その部分は無変化のまゝ残存する。この現象は温度及び加熱時間と共に進行し、黄銅鉱固溶体は上記の無変化キューバ鉱の部分を犯して次第に広く深く侵入し、400°C, 100 hrs.; 500°C, 5 ~ 15 hrs. 加熱で遂にキューバ鉱葉片の全体に亘つて黄銅鉱固溶体の侵入を蒙り、Fig. 3 B の様な見事な微文象状乃至格子状組織を形成する。特に薄い葉片は大部分吸收されて、Fig. 4 の様に僅か断片状に残存する程度となる。この格子状組織については次頁で説明する。

しかしながら上記の加熱条件内ではキューバ鉱葉片を完全に消失させることができず、これを消失させるためには更に高温或は長時間の加熱が必要である。550°C ~ 600°C 以上の温度になれば、本実験に使用した SBB 管は軟化して破損するので、石英管を用いなければならない。故に今後は石英の密封管中で高温の加熱実験を行ない、完全固溶化の条件を決定する予定である。

なお本実験中注意しなければならない点は、キューバ鉱が加熱により褪色し、黄銅鉱と區別し難くなることである。特に上記の様に黄銅鉱固溶体の侵入をうけて微文象状組織を形成する場合には、両者の区別が甚だ困難で、一見キューバ鉱が完全に消失し、固溶体を形成したかの様に見誤まることが屢々あつた。そこで筆者は 1) 完全な研磨面を作ること（加熱したものは原試料に比し、研磨し難く、細い窪みがつき易い）、2) 高倍率で観察すること、3) KOH または KCN で腐蝕試験を行なうこと、などに努め、上記の障害を除いた。そのうち特に 3) の腐蝕する方法が有効で、これによつて残存キューバ鉱の状態をよく観察することができた。



Fig. 4. Change of thin lamellar cubanite (black) in chalcopyrite (white) by heating at 500°C for 5 hours.  $\times 110$ .

## キューバ鉻—黄銅鉻格子状組織

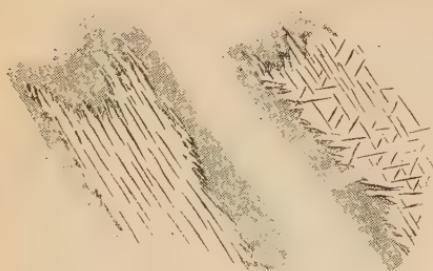


Fig. 5. Lattice-shaped patterns of chalcopyrite (black) invaded into cubanite by heating at 500°C for 5 hours. Dark ground, chalcopyrite.

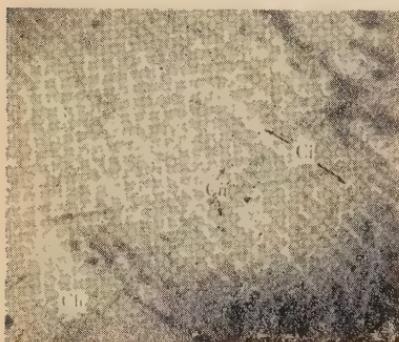


Fig. 6. Lattice intergrowth of cubanite (Cu, dark gray) and invaded chalcopyrite (C, light-gray) formed under the same conditions as Fig. 5. Ch, chalcopyrite.  $\times 300$

上記の如くキューバ鉻中に侵入した黄銅鉻（詳しく云えばキューバ鉻成分を固溶した黄銅鉻）は普通一定の方向を有して居り、その配列は

- 1) キューバ鉻葉片の伸長方向と略々平行するもの (Fig. 5 左)
- 2)  $60^\circ$  内外の角度で交叉する正三角形状のもの (Fig. 5 右) 及び Fig. 6)
- 3) 直交またはそれに近い角度で交叉するもの (Fig. 3 B)

等で恐らくキューバ鉻の [001] に平行した方向かと思われる。侵入黄銅鉻の葉片は Figs. 5, 6 でみられる様に、交叉部に於て少なくともその一方が滅し、その状態は普通の離溶性格子組織と極めてよく類似する。唯この場合、黄銅鉻葉片はキューバ鉻の縁辺部で周囲の黄銅鉻と連絡している。この様な現象によつて格子状組織が形成されることは鉱石組織の研究上留意さるべきであろう。

## 塊状キューバ鉻の加熱變化

離溶に關係のない塊状キューバ鉻もまた加熱すれば周囲の黄銅鉻と反応して、葉片状のものと同様形状を変化する。すなわち、

- 1)  $300^\circ\text{C} \sim 350^\circ\text{C}$ ：殆んど変化しない。
- 2)  $400^\circ\text{C}$ , 50 ~ 100 hrs: 周縁部より黄銅鉻の侵入を蒙つてキューバ鉻塊の境界は Fig. 7 の様に、不規則に出入する。
- 3)  $500^\circ\text{C}$ , 5 hrs: 周囲の黄銅鉻がキューバ鉻塊の内部全体に亘つて擴散し、その結果として後者は侵入した黄銅鉻固溶体と残存キューバ鉻との

微文象状乃至格子状組織となる。

の様である。しかし、この固溶化現象は葉片状のものに比しやゝ劣る。これと同様な現象は斑銅鉱とクラプロート鉱 (klaporthite) またはウイチヘン鉱 (wittichenite)との間に於ても観察される<sup>1)</sup>。

### 黃 鐵 鑛 樣 鑛 物 の 現 出

上記実験中  $450^{\circ} \sim 500^{\circ}\text{C}$  に於て時に黃鐵鉱に類似した鉛物の現出がみられる。この鉛物は黃銅鉱及びキューバ鉱の両者中にもみられ、前者中のものは  $10 \sim 30\mu$  大の粒状のものであるが、後者中のものは Fig. 8 の様に細粒状または巾  $5 \sim 10\mu$ 、長さ  $50 \sim 120\mu$  の紐状、樹枝状を呈し、これまで赤山<sup>2)</sup>及び大張<sup>3)</sup>両鉱山産斑銅鉱の加熱実験で筆者が認めたものとはやゝ趣を異にする。

この鉛物は等方性、KOH で全々犯されず、硬度はキューバ鉱よりかなり大で、反射色は淡黃白色である。この鉛物は黃銅鉱及びキューバ鉱の熱分解によつて生じたものと考えられ結晶中の窪み、溝及び亀裂にそつて現われる傾向がある<sup>4)</sup>。

### 結 言

上記の実験結果を要約すれば

- 1) 岩手県大峰鉱山産黃銅鉱中の葉片状キューバ鉱は  $350^{\circ}\text{C}$  附近より前者と固溶化を始めるが、その作用は未だ顯著でない。
- 2) 上記両者の固溶作用の烈しくなる温度は  $450^{\circ} \sim 500^{\circ}\text{C}$  でキューバ鉱は周辺より黃銅鉱の侵入を蒙り、微文象状乃至格子状組織を形成する。
- 3)  $400^{\circ}\text{C}$ , 100 hrs.,  $500^{\circ}\text{C}$ , 15 hrs. の加熱条件ではキューバ鉱葉片を完全に消失することは出来ない。

1) 菅木茂彦: 地質学雑誌 56, 251, 1950

2) 菅木茂彦, 山江徳載: 岩礦 35, 68-73, 1951

3) 菅木茂彦: 地質学雑誌 59, 1-14, 1953

4) 若しこの鉛物が黃鐵鉱であるとすれば何故磁鉄鉱を作らずそれより硫黄分の多い鉛物を生成したかが問題である。

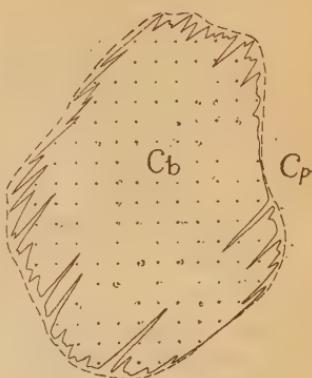


Fig. 7. Change of massive cubanite(Cb) in chalcopyrite (Cp) by heating at  $400^{\circ}\text{C}$  for 100 hours. Dotted line, boundary between cubanite and chalcopyrite before heating.  $\times 55$

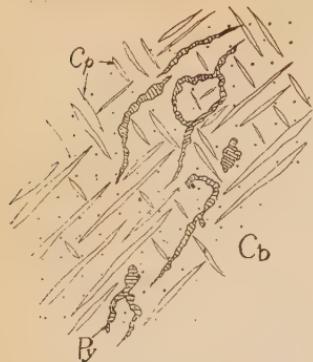


Fig. 8. Pyrite (Py) produced by dissociation of cubanite (Cb) at 500°C for 5 hours. Cp, invaded chalcopyrite.  $\times 250$ .  
の離溶現象

d) 黄銅鉱及びキューバ鉱の熱分解等の点を解決しなければならない。唯上記の結果から次のことが云える様に思う。

1) キューバ鉱の分解による磁硫銅鉱の生成は認められない (Borchert の実験との相異)

2) キューバ鉱葉片完全消失の実験温度は Schwartz 及び Merwin—Rombard のそれよりかなり高い値が予想される。

3) もし極めて長期間一地質学的時間一の加熱が可能であるならば、2) の値も固溶化開始の温度たる 350°C 附近に落着く可能性がある。

以上は単純な条件下の実験結果で、この値は 1) 圧力の影響、2) 热気または熱水条件、3) 溶質鉱物と溶媒鉱物との量的比率、4) 不純物の存在等によつてかなり変化すると考えられる。故に、この値を直ちに地質学的温度計として、条件の複雑な自然界に適用することは危険で、少なくとも鉱床生成時の諸条件を加味した補正や、目的鉱物間の状態図を作製した上での成分上の吟味等を加えた上でなければ地質学的温度計としての採用は認め難い<sup>2)</sup>。

掲筆するに当り、研究中御懇篤なる御指導を賜つた 渡辺萬次郎教授に感謝の意を表す。また試料の一部を恵与下され、且つ実験に協力された安積政昭学士に感謝する。なお本研究に要した費用の一部は文部省科学研究所費に拠る。こゝに明記して謝意を表する。

4) 塊状キューバ鉱も 350°~400°C 附近より周囲の黄銅鉱の侵入を許してその外形を変化し、500°C 以上の加熱で、侵入した黄銅鉱と残存キューバ鉱とよりなる微文象状乃至格子状組織を形成する。

5) 450°C ~ 500°C 附近で黄銅鉱及びキューバ鉱中に黄鉄鉱様鉱物を現出する。となる。しかしながら本実験は決して完了したわけではなく、今後更に

a) キューバ鉱葉片の完全消失

b) a) によって生成された固溶体の離溶現象とその組織

c) 塊状キューバ鉱—黄銅鉱 2 次的固溶体<sup>1)</sup>

1) 菅木茂彦: 地質学雑誌, 59, 1-14, 1953.

2) 出来れば鉱床生成時と同一条件で実験を行なえばよいのであるが、これは不可能に近い。

## 大峰鉱山産銅鉱石の形成について\*

(岩手県大峰鉱山産銅鉱石の研究IV)

On the Formation of Copper Ores from the Ōmine Mine.

(Studies of the Copper Ores from the Ōmine Mine, Iwate Prefecture IV)

竹内常彦\*\* (Tsunehiko Takeuchi)

菅木浅彦\*\*\* (Asahiko Sugaki)

南部松夫\*\* (Matsuo Nambu)

**Abstract :** It is possible to determine the paragenesis of the nine ore minerals and eleven skarn or gangue minerals in the deposit of Ōmine mine by microscopic examination. On the other hand, there are at least eleven kinds of unmixing intergrowth found in the metallic minerals, as has been reported previously. The unmixing temperature of them is known only in a few cases of them. Hereunder, the order of the 11 unmixing intergrowths, is assumed by introducing some hypotheses on unmixing, and combining the results with the paragenesis of the ore minerals determined by microscopic examination, in order to unravel the process of growth of the ores. However, there are as yet some details which require further research.

## 1 まえがき

鉱石鉱物の晶出温度を知り、或は晶出順序を決定することは金属鉱石の形成過程を知るための必須条件であることから、従来多くの方法が提案され、現在も新しい方法が案出されつつある。然しこれ等の方法には夫々一長一短があり、適用範囲も制限を受けるため、あく特定の一方のみに依存することは困難で、これ等諸方法の併用が望まれる。

地質温度計として、離溶温度法は古くから注目せられこれまで多くの研究が行われて来たが、他の方法と同様に完成された方法とは云い難く、再検討を要する問題が渺くない。しかし本法は他の方法に較べて適用性が比較的広く、且つ一般には注目する離溶共生体とこれに随伴する他鉱物との連関が密接であるため、晶出順序のより詳細な追跡が可能であるという特徴を有することから、今後の研究発展が強く期待されている。

大峰鉱山の銅鉱石は前報で述べた如き多數の離溶共生組織を示しているので、この点に着目し鉱石の形成過程について考察した結果を報告する。

\* 合キュー・バ鉱石の研究 III 選鉱製錬研究所報告第 154 号

\*\* 東北大学選鉱製錬研究所

\*\*\* 東北大学理学部岩石礦物礦床学教室

## 2 離溶と離溶温度

鉱石鉱物が鉱液より晶出する場合に、それ等の鉱物間で固体に於て溶解度を有する場合は、或る鉱物が多少の他鉱物成分を固溶した儘晶出し、温度の低下と共に固溶度を減じて固溶体分裂を行い、溶質鉱物が溶媒鉱物の結晶学的支配を受けて析出するのが普通である。換言すれば初期晶出鉱物の純化が行われる。

今天然に屢々見られる鉱物間の離溶組織に着目すれば、それ等について常識的に次の諸項が了解される。

(1) 2鉱物が固体で溶解度が比較的大で、然もその温度による固溶度の差が大きいこと。(例)斑銅鉱と黄鉄鉱とに対する他の硫化鉱物の溶解度は前者が大で後者が小である。従つて、天然に於ては斑銅鉱中に多くの離溶鉱物が見られるが、黄鉄鉱中には少ない、又斑銅鉱に対する黄銅鉱の溶解度は、黄銅鉱に対する斑銅鉱のそれより大であるので、斑銅鉱中の離溶性黄銅鉱が屢々見られるが反対の場合は知られていない<sup>1)</sup>。他方離溶鉱物の量は主として晶出した温度と常温に於ける溶解量の差によるから、溶解度の温度勾配がある程度大であることも当然の必要条件である。

(2) 2鉱物がある程度の高温から晶出したこと。— 2鉱物が固体に於て溶解度が有限であるか否かは、状態図を作製したければ不明である。今有限の場合を考えると、一般に或る温度で最大の溶解度を有する。従つて晶出がこの温度附近(或はこの温度以上)で起ることが望ましく、且つ天然の晶出が矢鱈に高温で起るとは考えられないで、この温度がたゞべく低い方が、離溶出現の頻度が大である。この他に圧力、溶媒等についても略々同様な関係が考えられる。

(3) 2鉱物の随伴関係が密であること。— 一般に Cu—Fe—S系鉱物が産する場合同系の 2, 3 又はそれ以上が共生する。この結果本系間の離溶組織は屢々見られるに反し、硫化鉱物と酸化鉱物間の離溶共生は稀である。

(4) 冷却速度が遅つたこと。— 急冷すれば離溶組織を示さないことはよく知られているところである。従来行われた結晶学的乃至離溶によると思われる共生体の実験は(1)組織の成因を確めること(2)地質温度計に利用することの 2つの目的で行われた。然し(1)(2)の場合共に充分目的を達しているとは云い難い事情にある。従来行われた加熱実験は硫化鉱物の場合実験の困難性から試料を封管中に加熱して組織を消し、徐冷してそ

1) 天然にはまだ知られていないが黄銅鉱の熱分解の際に、離溶体の格子状、葉片状等の斑鉱鉱が現われるので、黄銅鉱が固体に於て斑銅鉱を溶解することは分る。  
(竹内常彦、南部弘夫： 運研彙, 6 (1951), 47—54)

の組織を再現させる方法である。かゝる実験では該組織が離溶によつて生じ得る可能性を示したまゝ、離溶による産物であるとの証明にはならない<sup>1)</sup>。又地質温度計についていうならば、或る離溶組織を、その共生体が形成したと同じ雰囲気（温度、圧力、溶質、溶媒、ガス相等）で、低温より高温に充分時間をかけて加熱し、完全に固溶体を作る温度（離溶温度）を求めれば、その共生体は離溶温度以上から晶出したことは明かになる。然し上記の実験では（1）天然の雰囲気と全く異なること（2）自然に於ける冷却時間を再現し得ないことの2つの理由で、加熱で求めた離溶温度をそのまま天然の場合に応用することは出来ない。

かゝる意味で離溶及び離溶温度を正確に調べるには、その系の平衡をそれが晶出したと同じ雰囲気内で求めねばならない。然し鉱石晶出当時の雰囲気は殆んど不明で、再現することは不可能に近く、加えて硫化鉱物は一般に蒸気圧が高く、容易に熱解離を起し、合金の平衡を求める場合の如く簡単に求まらないという難点がある。

### 3 大峰鑛山産銅鑛石の形成について

前項に於て述べた如く加熱実験によつて、厳密に離溶による共生であることの証明は出来ないが、離溶で生じ得る可能性を実験で確め、顕微鏡下でその組織の起り得る諸成因を比較検討し、冶金や従来の鉱石研究より帰納された離溶に関する基準<sup>2)</sup>を参考すれば、離溶によるとするのが最も妥当である様な場合に屢々逢着する。また実験で求めた離溶温度を、天然の場合にそのまま応用することは困難であり、生成条件の差異によつて産地毎に温度差があることも容易に予想されるが、天然に産する離溶組織は或る程度よく類似している場合が多く、かゝるものについて求めた離溶温度は屢々よく一致する<sup>3)</sup>。従つて加熱条件を厳密に一定にし、試料の類似性に考慮を払えば、実験で求めた離溶温度を晶出順序の推定に役立たせることは、さして無理でないと思われる。

以上の様な見地より大峰鉱山産の形成過程を追跡するが、このために役立つ事項は次の3つであろう。

#### （1）顕微鏡下に鉱石の構成鉱物の晶出順序を決めるこ

- 1) 他に交代作用、鉱物の純化に伴う他鉱物の析出、超顯微鏡的介在物の集合等による場合も考え得る。又封管中で固溶体をなさなくても、自然の雰囲気で固溶体をなす可能性もある。
- 2) Schwartz, G. M.: Econ. Geol., 37 (1942), 345—364.
- 3) 竹内常彦、南部松夫、伊藤健三：地質, 58 (1952), 262.

(2) 複合組織より離溶順序を推定すること

(3) 実験で求められた離溶温度を参考にすること

先づ鉱石の構成鉱物を顕微鏡下に決めてそれ等の晶出順序を決める第1図の如くである。次に第II報で述べた複合組織の検鏡で判明した離溶の前後関係を整理すると次の如くである。

	早期	→	晚期
石英	—		—
方解石	—		—
輝石	—		—
珪灰石	—		—
柘榴石	—		—
磁鐵礦	—		—
角閃石	—		—
黃銅鉱	—		—
綠簾石	—		—
綠泥石	—		—
斧石	—		—
黃銅礦	—		—
キーパ鉱	—		—
磁硫鐵鉱	—		—
閃亜鉛鉱	—		—
四面空鉄鉱	—		—
ヴィオラ鉱	—		—
磁鐵	—		—
ニッケル鉱	—		—
ヒノケル石	—		—

第1図 大峰鉱山産鉱鉱石に於ける鉱物の晶出順序

鉱，磁硫鐵鉱の順で離溶した。

以上では11種の離溶順を知るには不充分である。今第1図の晶出順序と(1)→(4)の事実を比較検討すると両者は無関係でなくしてある種の因果関係があることに気がつく，即ち次の3項が帰納される様に思われる。

(a) 2鉱物が夫々他の一方を離溶鉱物とする場合は早期晶出鉱物中のものが早期に離溶する。(例)黃銅鉱は第1図より概ね早期晶出するので，黃銅鉱よりキーパ鉱が離溶し，次にキーパ鉱より黃銅鉱が離溶する。

(b) 多くの鉱石鉱物がその中に夫々離溶鉱物を包有する場合の離溶順は早期晶出鉱物中の組織が先に形成される。(例)黃銅鉱とキーパ鉱の晶出順は第1図より前者が早期であるので，黃銅鉱中の3種の離溶鉱物はキーパ鉱中の4種よりも一般に早期に離溶がはじまる。

(c) 或る鉱物中に数種の離溶鉱物が存在する場合，その離溶順は離溶鉱物の一般の晶出順に従う。(例)キーパ鉱中の4種の離溶順は第1図の晶出順に従つて，概ね黃銅鉱，磁硫鐵鉱，硫鐵ニッケル鉱，ヴィオラ鉱の順に離溶がはじまる。

溶の前後関係を整理すると次の如くである。

(1) 黃銅鉱中の3種の離溶鉱物の離溶順序は磁硫鐵鉱が先づ離溶し，続いて星形閃亜鉛鉱，キーパ鉱の順で離溶し，次に閃亜鉛鉱中より黃銅鉱細点が離溶する。

(2) キーパ鉱中の4種の鉱物の離溶順序は黃銅鉱，磁硫鐵鉱，硫鐵ニッケル鉱，ヴィオラ鉱の順である。

(3) 磁硫鐵鉱からはじめて硫鐵ニッケル鉱が離溶し，閃亜鉛鉱が続いた。

(4) 閃亜鉛鉱より黃銅

但し上記各項が独立して成立するのではなくして、かゝる一般的傾向が認められるという意味である。換言すれば離溶順序が鉱石鉱物の晶出順序によつて大きく影響されることを示すもので、このことは甚だ妥当である様に思われる。こゝで注意しなければならないのは、各鉱物の晶出期が一回で、然も重複しない場合は問題ないが、然らざる場合は、甚だ煩雑となり、実際問題として判定に苦しむ場合が起る。この意味で(a) (b) (c)の例証はあまり適當ではない。然しかる場合でも、或鉱物に注目すれば、第1図の如きものから、他鉱物との共存関係を吟味することによつて、その鉱物の晶出期を或範囲内で知ることは不可能ではなく、かゝる領域内で(a) (b) (c) が成立するものと思われる。更にこの場合鉱石が晶出した後、再び温度、圧力等の上昇することがなかつたことを確かめる必要があるが、大峯の場合はかくの如き現象を考えなくても充分説明することが出来る。

以上のことがもし成立するとすれば、11種の離溶組織を離溶順に次の如く配列することが出来る。

第1表 大峰鉱山産銅鉱石に關係ある離溶温度

鉱物組合せ	離溶温度 °C	試 料	研究者、文献
黄銅鉱-磁硫鉄鉱	300~900	黄銅鉱中の塊状磁硫鉄鉱	R.L. Hewitt <sup>5)</sup>
	350+	"	菅木、山江 <sup>6)</sup>
黄銅鉱-閃亜鉛鉱	470~480	黄銅鉱中の星形閃亜鉛鉱	中野長俊 <sup>6)</sup>
	425~450	"	菅木、山江 <sup>6)</sup>
黄銅鉱-キューバ鉱	450	黄銅鉱中の鵠状乃至葉片状 キューバ鉱	G.M. Schwartz <sup>8)</sup>
	350+?	"	菅木淺彥 <sup>9)</sup>
磁硫鉄鉱-硫鉄ニッケル鉱	425~450	磁硫鉄鉱中の薄葉乃至 レンズ状硫鉄ニッケル鉱	R.L. Hewitt <sup>6)</sup>
閃亜鉛鉱-黄銅鉱	350~400	閃亜鉛鉱中の細点乃至	N.W. Buerger <sup>10)</sup>
	350~400	薄葉黄銅鉱	菅木、山江 <sup>11)</sup>

5) Hewitt, R. L. : Econ. Geol., 33 (1938), 305—335.

6) 菅木淺彥、山江徳載 : 地質, 58 (1952), 247—248.

7) 中野長俊 : 岩礦, 18 (1937), 157—150.

8) Schwartz, G. M. : Econ. Geol., 37 (1942), 345—364.

9) 菅木淺彥 : 岩礦, 37 (1953).

10) Buerger, N. W. : Am. Min., 19 (1934), 525—530.

11) Sugaki, A., Yamae N. : Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. III., Vol.4, No.2 (1952), 103—110.

- (1) 黄銅鉱中の毛髪状乃至蠕蟲状磁硫鐵鉱
- (2) 黄銅鉱中の星形閃亜鉛鉱
- (3) 黄銅鉱中の縞状乃至格子状キューバ鉱
- (4) キューバ鉱中の縞状乃至葉片状黄銅鉱
- (5) キューバ鉱中の脉状乃至葉片状磁硫鐵鉱
- (6) キューバ鉱中の葉片状乃至縞状磁硫鐵ニツケル鉱
- (7) キューバ鉱中の脉状乃至葉片状ヴィオラ鉱
- (8) 磁硫鐵鉱中の磁硫鐵ニツケル鉱
- (9) 磁硫鐵鉱中の縞状閃亜鉛鉱
- (10) 閃亜鉛鉱中の懸滴状黄銅鉱
- (11) 閃亜鉛鉱中の磁硫鐵鉱細点

この配列は (b) に重点を置き (c) を次に置き、晶出の重複に重きを置いていない。

纏つて上記の中で従来加熱実験により得られた固溶体形成温度の中重なるものは第 1 表の通りである。本表の共生体の中の一部については他に Merwin-Lombard<sup>12)</sup> H. Borchert<sup>13)</sup> 等の研究があるが、加熱方法や試料が多少異なるので割愛した。黄銅鉱一磁硫鐵鉱共生体の温度範囲が広いのは、何れの試料も黄銅鉱中の塊状磁硫鐵鉱であるので、成分差が広範囲に重るためである。本鉱山に見られる如きものならば、離溶温度は更に狭い範囲に收まる筈である。第 1 表と 11 種の離溶組織配列とは、全く別な立場から求められたものであるが、大きな矛盾は見られない。このことは (a) (b) (c) の仮定が妥当なものであることを思わせる。

従つて、第 1 図と第 1 表を組合せることにより、鉱石全体の形成がある程度明瞭になり、第 1 表による温度序列に、離溶温度未知の共生体を内挿又外挿することによつて、それらの大体の温度範囲を推定することも出来よう。

#### 4 要 約

大峰鉱山産銅鉱石に見られる複合離溶組織より、単独組織の離溶順を定め、離溶順が鉱石鉱物の晶出順に支配されるという仮定を導入して、11 種の離溶組織の離溶順を推定し、これが従来実験的に求められている温度と大きな矛盾をきたさないことを述べ、更に鏡下で求めた鉱石鉱物の晶出順と組合せることによつて鉱石の形成過程がある程度明かになることを示

12) Merwin, H. E., Rombard, R. H. : Econ. Geol., **32** (1937), 203—284.  
13) Borchert, H. : Chem. d. Erde, **9** (1934), 145—172.

した。

然しながら (a) (b) (c) の成立範囲と相関性が明瞭でないので、今後の検討により、改める点も少くないことが予想される<sup>14)</sup>。

本研究費の一部は文部省科学研究費をあてたこと明記して謝意を表す。

14) 最近 A. B. Edwards が鉱石の組織を結晶構造の立場より論じ、硫化鉱鉱の晶出順序と結晶構造との間に或種の関係が存在することを指摘している (Edwards, A. B. : C.A. 46 (1952), 8577)。筆者等もさきよりこの点に注目し考察を続けているので詳細は追つて報告する。

### 常磐炭田における炭層堆積状態の研究(その3)

常磐炭田南端部茨城県小木津附近の地質構造

A study of the Coal Sedimentation in the Jôban Coal Field. (3)

Subsurface structure of the southern margin of the  
Jôban Coal Field.

江 口 元 起\* (Motoki Eguchi)

鈴 木 舜 一\* (Shunichi Suzuki)

**Abstract:** Until 1951, environs of the Kawaziri station of the Jôban line were thought to be the southern margin of the coal field. In the present paper the writers have proved that the southern extension of the coal seams and the coal bearing formations is not only extended in the environs of Ogitsu station but may be spreaded even to Hitachi city, Ibaraki Prefecture.

The Shiramizu group in the mapping area is directly overlain by the Taga group with marked clino-unconformity and its outcrop is observed at Iwamoto. Moreover, the well drilled lately by C. E. A. C near Ogishama also shows the full development of the Shiramizu group excepting the Shirasaka shale formation under the Taga group.

### 1 緒 言

従来常磐炭田は川尻駅附近をもつて南限とされ、白水層群の夾炭層は梁津川(十王川)の線を境としてそれ以南には存在せぬか、或いは非常な深所に存在すると考えられていた<sup>1)</sup>。(木下亀城<sup>2)</sup>は昭和 10 年助川図幅に南方砂沢の炭層露頭は白水層群のものとして報告している。) この夾炭層

\* 東北大学工学部鉱山工学科

の延長の南限を把握し、多賀層群との構造的関係を明かにするため、高萩炭礦株式会社の要請により調査を行つた結果、従来の説を否定する諸事実を発見し、炭田の南限はさらに南方に伸びることを確認し得るに至つた。一方通産省 C E A C 平分科会の試錐高萩第一号は着々進行して最近着炭し、基盤までの深さを確認し得、多賀層群の下には白水層群が相当広範囲に亘り伏在する事実が明かにされた。

本調査に際しとくに高萩炭礦株式会社は剝土作業など直接野外調査に援助された他、同炭礦檜形礦業所及び附近の坑内資料と多数の試錐資料を自由に利用させて頂いた。地形図は平石炭事務所より貸与せられたものを用い、その他 C E A C 平分科会は多大の援助を与えられた。化石の鑑定は東北大学理学部鎌田泰彦氏によるものである。また野外作業には当学科庄司力助教授並びに学生松岡永知君の協力を得た。こゝに各関係者に深甚なる謝意を表する。

## 2 調査区域

北は常磐線川尻駅より南は小木津・田尻浜までを含み、かつて徳永重康<sup>1)</sup>が炭田地外の南区域甲区としたものに一致する。

## 3 層序

本地域に露出する岩層は基盤岩類・第三系及び第四系に三大別しうる。基盤岩類は緑泥片岩・雲母片岩等の変成岩及びこれを貫く花崗岩類である。

第四紀	層序(m)	地質図番号	不整合	
			ローム層	段丘堆積層
~~~~~ 不整合 ~~~~~				
鮮	3	1	3	5
海	20	13	20	13
多	40	12	40	12
世	50~70	11	50~70	11
賀	40~50	10	40~50	10
・	50~70	9	50~70	9
中	30~70	8	30~70	8
・	20	13	20	13
・	40	12	40	12
・	50~70	11	50~70	11
・	40~50	10	40~50	10
・	50~70	9	50~70	9
・	30~70	8	30~70	8
~~~~~ 不整合 ~~~~~				
第三紀	Sh			
漸	60	7	60	7
水	90	6	90	6
・	55	5	55	5
・	40~60	4	40~60	4
・	0~30	3	0~30	3
~~~~~ 不整合 ~~~~~				
基盤岩類	2			
	1			

第三系は白水層群と多賀層群よりなり、炭田北方地域にみられる湯長谷層群と白土層群は欠けており、白水層群を直接傾斜不整合に多賀層群が被つてゐる。

華川夾炭層の露出は一般に不良なので各輪廻層への細分は試錐と野外調査の資料により、地質図に最も表現しやすい単位に細分した。各細分せる地層名は仮りに本調査区域内の地名を附したもので、これは現場での実用を主としたためである。

### 白水層群

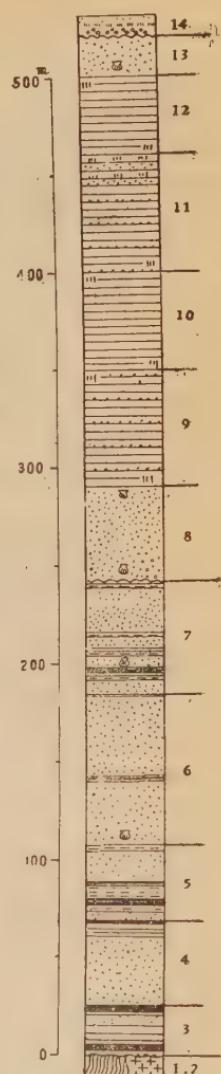
これは第1報磯原町附近<sup>10)</sup>において記述した如く、華川夾炭層・浅貝砂岩層及び白坂頁岩層よりなる。華川夾炭層は在来の白水夾炭層と石城砂岩層を併せたものである。浅貝砂岩層及び白坂頁岩層は白水層群の海成相の大輪廻層を構成し、前者は中粒砂岩にはじまり細粒の化石にとむ砂岩を含み、後者はこれより漸移する頁岩層である。本地域では多賀層群に傾斜不整合に被われるのを、地表には華川夾炭層のみ露出し浅貝砂岩層及び白坂頁岩層は多賀層群下に伏在する。

華川夾炭層は輪廻層<sup>10)11)</sup>の観点より下から次の如く細分した。磯原町附近の細分との比較は調査完了の際に行うこととする。

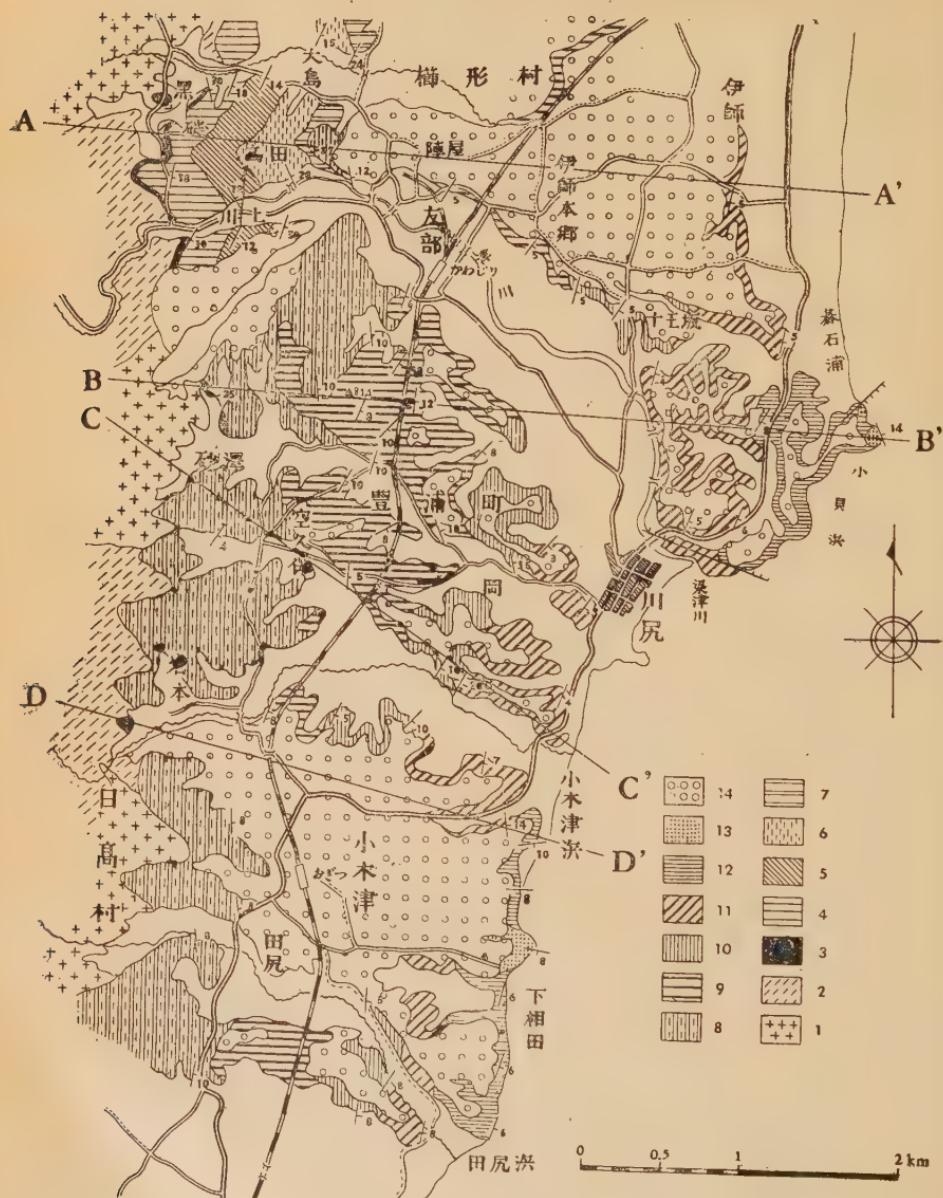
層厚(m)

黒磯輪廻層	0~30
川上 "	40~60
大島 "	55
高田 "	90
友部 "	60

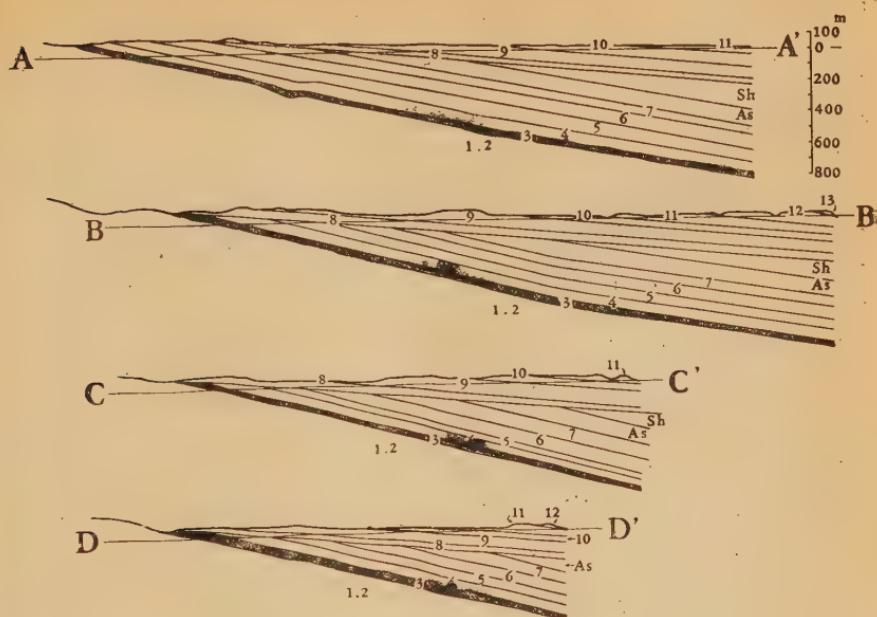
黒磯輪廻層は本地域の主要炭層を含み、在来白水夾炭層とされた部分に相当し、基盤岩類を不整合に被る。第3図に示す如く二層の輪廻層を含み、各々上層及び下層と呼ばれる炭層を夾在する。基盤岩の不整合面には著しい凹凸がありこれが炭層の賦存状態に重要な影響を及ぼしている。



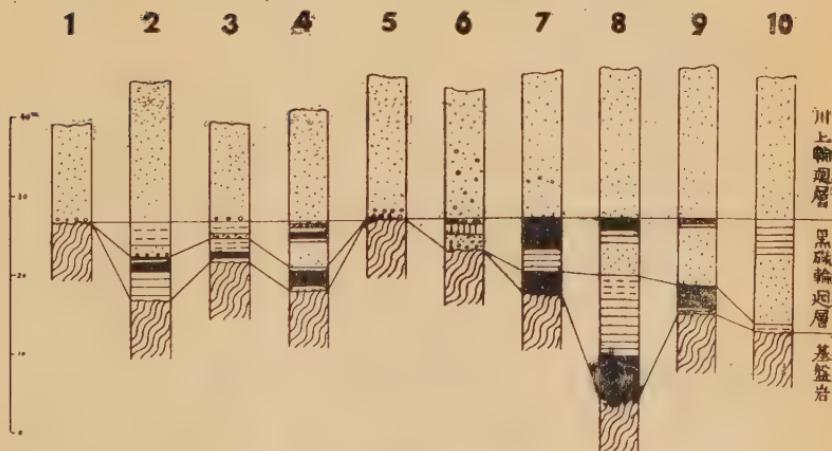
第1図 模式柱状図  
(地層の番号は地質図の番号の同じ)



第2図 地質図



第2図 地質断面図



第3図 黒磯輪廻層の炭層と基盤岩との関係を示す柱状図

基盤の突出著るしい場所には本輪廻層が欠け、川上輪廻層が直接基盤岩を被つている。第3図において1~4は黒磯及び川上部落附近の露頭部の柱状図で、5~10は坑内及び試錐によつたもので、黒磯輪廻層の変化の代

表的なものを示した。炭層と基盤岩の関係は地質構造の章に後述する。

川上輪廻層は単一の輪廻層で厚い中粒または粗粒の砂岩をもつて前者に重り、上部に薄炭層を有することがある。前述の如く基盤の著しい突出部では黒磯輪廻層を欠いて、直接これを被つている。

大島輪廻層は3~4の輪廻層をふくみ、夫々の上部に薄炭層を有する。しかし各炭層は連続性を欠き、頁岩または炭質頁岩におきかえられる。岩相変化の著しい輪廻層で附近の現場で広部層と稱される部分を含む。その下底部にしばしば *Mytilus ogawaensis* や *Ostrea* sp. を含む化石床を有する。

高田輪廻層はふつうに二つの輪廻層よりなり、いづれも厚い砂岩層で始まり、その基部は多小礫質で *Mytilus ogawaensis* 及び *Ostrea* sp. を含む化石床が発達している。下部の輪廻層にはしばしば薄炭層を夾む。

友部輪廻層は4つの輪廻層を含み、その中2~3の上方にはしばしば薄炭層または炭質頁岩を夾む。2つの輪廻層の下部の砂岩に *Ostrea* sp. を主とする化石床が発達する。

浅貝砂岩層は白坂頁岩層とともに海成相の大輪廻層をなし、中粒軟質砂岩で始まり細粒砂岩の部分を含む。両層とも多賀層群下に伏在して地表には露れないが、高萩第一号試錐では約80mの下部浅貝砂岩層<sup>10)</sup>が存在することが明にされた。白坂頁岩層は断面図により推定しうるのみである。

### 多賀層群

これに関しては従来多くの研究<sup>1)3)4)5)6)7)8)9)</sup>があるが未だ異論が多い。こゝに多賀層群としたのは茨城県多賀郡に広く分布する新第三系の上部の地層群で、紺野芳雄<sup>5)</sup>が常磐炭田第5区で多賀統としたものに相当する。細分に対する地層名は第一報の磯原町附近に用いたものに従うべきであるが、未だ細分せるものの対比が完全に行はれぬため仮りに次の如く命名した。(下より)

	層厚(m)
岩本砂岩層	30~70
櫛形層 180~235m	陣屋凝灰質泥岩砂岩部層 50~70 十王坂凝灰質泥岩部層 40~50 川尻凝灰質泥岩砂岩部層 50~75
	小貝ノ浜凝灰質泥岩部層 40
碁石浦砂岩層	20

## 岩本砂岩層

白水層群を傾斜不整合に被い、主として粗粒砂岩よりなり部分的に礫岩を含む。とくに小木津以南では礫質となつてゐる。砂岩の構成鉱物は角ばつた石英粒・雲母・長石片よりなり、これに貝殻・ふじてぼの破片を多く含み堅硬である。礫種は花崗岩類や変成岩類を主とする。貝殻破片の分布状態は一様でなく、部分的に密集している。風化面は粗鬆・赤褐色の砂となり、殆ど表土と識別が困難なことがある。上方で凝灰質砂岩となり櫛形層に漸移する。本砂岩層は南方に向つて厚さを増し、陣屋の北方では著しく厚さを減じ、横に凝灰質泥岩に移化するものと考えられる。高萩第1号試錐では厚さ約36mで堅硬な礫質砂岩と軟質砂岩が5~6mの厚さの互層をなしており、下部の礫質砂岩中に炭質物を含む。化石は破片として多量に含まれるが、鑑定に堪えるもの少く、*Chlamys* sp., *Glycymeris* sp., *Lama goliath* Sow., *Balanus* sp.を得た。

## 櫛形層

磯原町附近に磯原砂質頁岩層としたものにほど相当するものと考えられ、糸野芳雄の常磐炭田第5区に小名砂質頁岩としたものの延長である。主として凝灰質泥岩よりなり薄い砂岩と浮石の層を夾む。調査区域内で、塊状無層理の泥岩の部分と、砂岩の夾みの多い部分によつて四つの部層に細分した。本層中の砂岩はレンズ状に夾まれるので、上記の細分は広い地域に亘つて追跡することは困難かと思われる。最下部の陣屋凝灰質泥岩砂岩部層は下位の岩本砂岩層より凝灰質砂岩を経て漸移するところと、堅硬砂岩と泥岩の互層を以て移化するところがある。川尻凝灰質泥岩砂岩部層はその上部に約25mの凝灰岩と凝灰質砂岩の互層があり、川尻の養蚕神社附近によく発達する。しかし南方に追跡すると小木津浜附近では凝灰質泥岩・砂岩の互層に変化している。

多賀層群を通じて大きな斜交層理が発達しており、特に砂岩・泥岩互層部に著るしく、しばしば不整合と誤認されやすい。この斜交層理にも種々の型がみられる。走向・傾斜の急変するところは、多く斜交層理によるものである。小木津浜附近で斜交せる地層の間に楔状に層間褶曲せり凝灰質泥岩が夾まれている。これらの成因は堆積学の見地から興味ある問題である。

化石は一般に乏しいが、泥岩中には *Sagarites* sp. が豊富に含まれる。砂岩はしばしば局部的に石灰質堅硬砂岩に発達し、貝殻破片や獸骨（鯨の骨）を含む。例えば川尻・小木津駅間の鉄道線路切取面及び川尻北方約500

m の梁津川東岸等で, *Acila* sp., *Patinopecten* sp., *Cardium* sp., *Thyasira* sp., *Portlandia lischkei* Smith, 等の化石を得た。泥岩中には石灰質団塊を含み, 列状に排列するものが発達して石灰質泥岩の band を形成することがある。

### 碁石浦砂岩層

これは多賀層群の最上部を占め, 海岸線に沿い点在する。凝灰質砂岩中に堅硬な粗粒の石灰質砂岩の部分が不規則塊状に夾まれ, それが著しく発達するときは豊富な貝化石床を形成し, とくに *Lucinoma acutilineata* (Conrad) を豊富に含む。磯原町附近の天妃山砂岩層に相当するものと思われる。

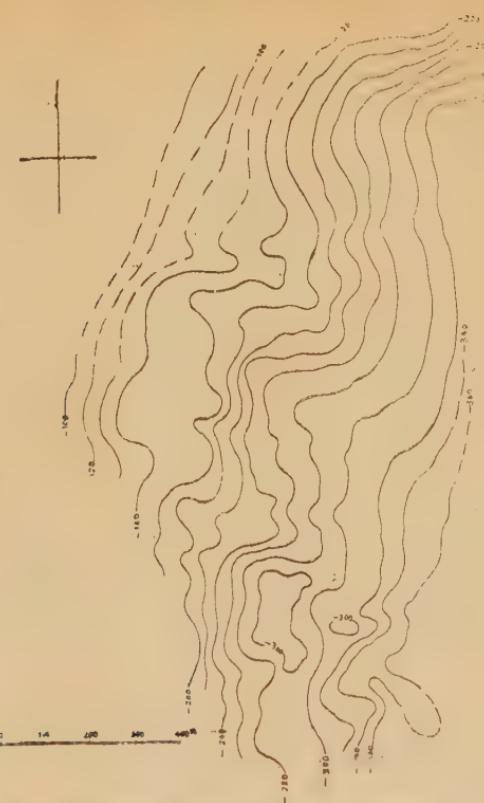
碁石浦では小貝の浜凝灰質泥岩部層を斜に切つて一見不整合の如く重る。下位の泥岩層は東に  $3\sim 5^\circ$ , これに対し本砂岩層は  $15^\circ$  東に傾斜する。下相田海岸では下位の泥岩より互層状態を経て移り, 凝灰質砂岩中に石灰質堅硬砂岩が不規則又はレンズ状に入つており, 暗礁を形成する部分はこれがとくに発達している。また砂岩中に礫岩も含まれ, 基盤岩の円礫や, 泥岩の角礫を含んでいる。これらの砂岩は側方にも泥岩中に楔状に尖滅する。下位の櫛形層との関係は以上の事実から整合と考えられ, また碁石浦における関係は大きな斜交層理の発達を示すものと思われる。下相田海岸では *Cardium* sp., *Lima goliath* Sow., *Protothaca* sp., *Natica* sp., の貝化石の他, *Trochocyathus*, *Balanophyllia* 等の単体珊瑚を含み, *Carcharodon megalodon*, *Balanus* 及び鯨骨等の化石が豊富に産する。

**第四系** 標高  $30\sim 40m$  に発達する平坦な海岸段丘面を砂礫層(厚さ約  $5m$ ) とその上のローム層が被い, 梁津川その他の東流する各河川の流域には沖積砂礫粘土層がある。

## 4 地質構造

### 基盤岩の形態と炭層の賦存状態との関係

第4図は調査区域内の一部における坑内及び試錐の資料に基いて作成した基盤岩の不整合面の等深線図で海水面を基準として, 高距  $20m$  で表している。この部分では基盤岩は緑色片岩よりなり, 図に見られる如き著しい凹凸がある。基盤は東に  $18^\circ$  前後傾動しているので, 夾炭層堆積前の原地形を表すためには, これを原位置に復さねばならないが, 谷の部分は凹地, 積線は丘陵である。これに炭層の等厚線を記入すると, 原地形と炭層堆積の関係を明かにしうる。第3図にも示めした如く黒磯輪廻層の上・下両炭層は基盤の凹凸に従つて, 層厚炭質に著しい変化があり,

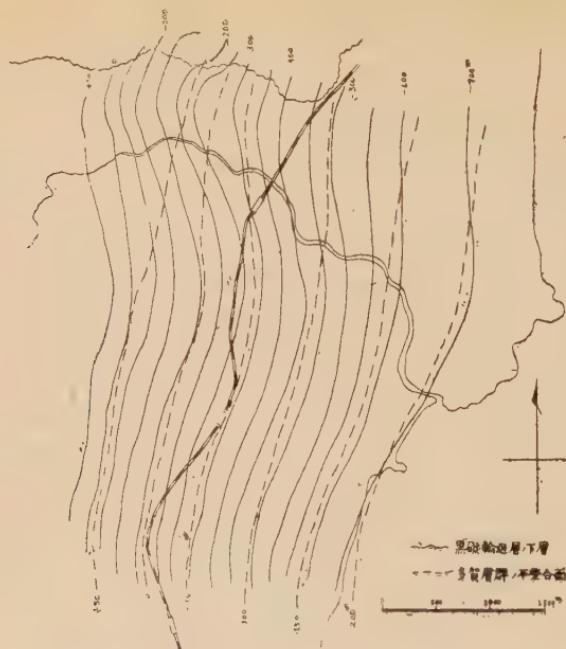


第4図 基盤岩の不整合面の地下等高線図

走向及び傾斜も局部的に変化に富むがその影響は上部に至るに従い薄らいでいる。基盤の凹地では炭層が膨み、ゆるい向斜構造を呈している。ある部分においては局部的に炭層は上盤の頁岩とともに約35°の傾斜を基盤の丘陵にはい上つてあり基盤の傾動を差引いても約17°の傾斜をもつていて。これらの傾斜は Primary dip に加うるに、堆積物自体の荷重による differential compaction に起因するものと考えられる。この問題は地層変形の一要因として外国の油田地帯で論ぜられていくが、本地域におけるに関する研究に甚だ好都合である。炭層の走向は第4図の等深線に大体一致しているので、基盤岩の形態は採炭方法に重大な關係を有する。

#### 白水層群と多賀層群の構造的關係

次の第5図は黒磯輪廻層の下層及び多賀層群基底、不整合面の等深線図で、各々50mの高距で表している。図示の如く両層群の走向はほぼ西北で東に傾斜するが、両者の走向は多少斜交し、白水層群の東側の11～



第5図 黒磯-淵廻層の下層並びに多賀層群の不整合面の地下等深線図

18°、多賀層群 4~5° 東に傾斜する。走向は前者がほぼ南北に対し、後者は北 10° 東にずれる。

徳永重康<sup>1)</sup>は“多賀ブロックは南の炭田外の地域と十王川に沿うほぼ東西性の構造線によつて分たれ、十王川構造線は新期炭田層上層群（多賀層群）以前に生じた南落ちの断層であり、そのため多賀層群は十王川を境として急激に基盤岩を被覆するに至つた”と述べている。しかしながら砂沢と岩本における華川夾炭層最下部の露頭は北方（櫛形・川尻炭礦）における夾炭層の一般走向の延長であり、全くこれに一致し、その間になんら構造上の差異が認められない。小木津以南では直接多賀層群が基盤を被つている。

第2図の断面図に示めす如く、多賀層群は湯長谷・白土両層群を欠いて直接白水層群に重るが、両者の傾斜の差により、東方ほど白水層群の削り残しの部分が大きくなつてゐる。多賀層群は大きな斜交層理の発達により、走向・傾斜の急変するところはあるが、各部層の分布状態よりみると、傾斜は 5° 前後である。

断層はこの地域では僅かに川上部落附近で華川夾炭層の大島輪廻層を切る南北性西落の小断層と、梁津川川口附近の沟崖に北 70° 西北落ち、落差

約 15m で多賀層群を切る断層があるにすぎない。(未完)

### 引用文献

- 1) 徳永重康: (1927) 常盤炭田の地質早稻田大学工学部紀要第 5 号
- 2) 木下龜城: (1935) 7万5千分1助川図幅説明書 地質調査所
- 3) 紺野芳雄: (1938) 常盤炭田第 5 区松原町附近地質図並びに説明書 地質調査所
- 4) 渡辺久吉: (1937) 7万5千分1勿来図幅説明書 地質調査所
- 5) Yabe, H. : (1948) Stratigraphical position of Kokozura sandstone. Proc. Jap. Acad. Vol. 24, No. 8.
- 6) Yabe, H. : (1949) The Taga Beds of the Zyoban Coal field. Proc. Jap. Acad. Vol. 25, No. 8.
- 7) Yabe, H. : (1949) The Tozenzi Sandstone. Proc. Jap. Acad. Vol. 25, No. 10.
- 8) Yabe, H. : (1950) Controversies relating to the Kuzi Proboscidean Molars. Proc. Jap. Acad. Vol. 26, No. 8.
- 9) 大鈴森昌康: (1950) 阿武隈台地南縁に分布する多賀統の層序学的研究 地質学雑誌 56 卷 6 5 8 号 p.369~378
- 10) 江口元起: (1953) 常盤炭田における炭層堆積状態の研究(その1) 茨城県霞ヶ浦町附近 地質学雑誌 59 卷 690 号
- 11) 江口元起: 常盤炭田における炭層堆積状態の研究(その2) 福島県廣野町附近 地質学雑誌投稿中  
鈴木舜一

### 釜石鑛山産磁鐵礦の不完全性について\*

On the Imperfection of Magnetite from the Kamaishi Mine,  
Iwate Prefecture.

竹内常彦\*\* (Tsunehiko Takeuchi)  
南部松夫\*\* (Matsuo Nambu)  
和田成人\*\*\* (Narundo Wada)

**Abstract:** A variation of magnetite with particularly good parting on [111] (referred to as magnetite type II hereunder) has been discovered in the contact metasomatic magnetite deposit of the Kamaishi Mine.

A comparative study of this type of magnetite with the hitherto well-known massive magnetite (referred to as magnetite type I hereunder) is undertaken and has arrived at the following conclusions.

\* 選鉱製錬研究所報告 第 151 号

\*\* 東北大学選鉱製錬研究所

\*\*\* 日鉄鉱業株式会社 釜石鉱業所

(1) Whereas the magnetite type I accompanies the earlier skarn minerals, such as diopside, hedenbergite, andradite and grossularite, magnetite type II occurred together with the later skarn minerals, such as epidote, calcite and quartz.

(2) The two types of the magnetites are indistinguishable neither by reflection microscope nor by micro-chemical tests.

(3) They both show the same Debye-Scherer lines in their X-ray powder photographs (Fig. 1).

(4) Their chemical compositions are very similar, but magnetite type II contains a somewhat larger percentage of  $Fe_2O_3$  than type I (Table 1).

(5) In magnetic characteristics, the coercive force is larger by magnetite type II than by type I, while the magnetic saturation value is smaller by type II than by type I (Table 2).

(6) Magnetite type II is more liable to oxidation than type I. This fact has been confirmed by the results of analysis of  $FeO/Fe_2O_3$  obtained by heating magnetites of both types to various temperatures in a current of nitrogen gas with a low partial pressure of oxygen.

From the above facts, it may be concluded that magnetite II represents a fluctuation of ordinary magnetite displaced to maghemite side. It is presumed that this Magnetite type II of later crystallization has probably been crystallized under an atmosphere more approximating a condition favorable for oxidation.

## 1 緒 言

鉱物の不完全性に関する問題は最近の鉱物学に於ける最も注目すべき研究分野の一つであることは周知の通りである。筆者等は現在行つてゐる酸化鉄鉱の一連の研究過程に於て、偶々釜石鉱山から偏倚性を有する磁鉄鉱の存在を知つたのでその概要を報告する。

## 2 釜石鉱山産磁鐵鉱とその共生關係

釜石鉱山より産する酸化鉱として磁鉄鉱、赤鉄鉱、磁赤鉄鉱(maghemite)、褐鉄鉱(武石を含む)の各種を挙げることが出来る。これ等の中磁鉄鉱については肉眼的に次の3種に区別出来る。

(1) 塊状磁鉄鉱：不規則小粒結晶の緻密な塊状集合体で量的に最も多い。主として普通輝石、灰鉄輝石、灰鉄柘榴石、灰礫柘榴石、珪灰鉄鉱(lievrite)等の早期晶出スカルンに随伴する。

(2) 磁鉄鉱結晶体：上記塊状磁鉄鉱中に発達する空隙中に見られる1cm内外の結晶である。dの単形；o, dの聚形；d, oの聚形の3種が主なるものである。

(3) 云母鉄鉱様磁鉄鉱：[111]上に極めて顕著な裂開が発達し、銀白色に輝き、鱗の集合体として一見雲母鉄鉱を思わせる。主として緑簾石、

方解石, 石英, 黄鉄鉱等の晚期晶出鉱物に伴い, 稀に緑簾石と縞状共生をなすことがある。

以上 3 種の磁鉄鉱の晶出順序はほぼ (1)→(2)→(3) であり, 特に (3) は緑簾石, 方解石, 石英, 黄鉄鉱に伴い, (1), (2) を明瞭に貫く場合が多い。 (2) は晶出期も物理化学的性質も (1) に近縁のものであろう。以下 (1), (3) の磁鉄鉱の諸性質を比較検討するが, 便宜上塊状磁鉄鉱を磁鉄鉱 I, 裂開の発達顕著なものを磁鉄鉱 II と呼ぶことにする。

### 3 反射顕微鏡下の性質

磁鉄鉱 I, II 共に鏡下で色は灰色, 等方性を示し, HCl (1:1) の蒸氣で僅かに黝色となり, 液は黄変するが, 他の標準試薬では犯されず從来記載されている磁鉄鉱の性質に一致し, I, II を鏡下で識別することは不可能である。

### 4 化 學 成 分

化学分析の結果は第 1 表の通りで, 両者共に成分上の大差はなく何れも磁鉄鉱の範囲に入る。FeO と  $Fe_2O_3$  のモル比を求めるに磁鉄鉱 I は 1.06 であるに対し磁鉄鉱 II は 1.03 となり, 後者が若干  $Fe_2O_3$  rich である

	Magnetite I wt %	Magnetite II wt %
$Fe_2O_3$	65.06	66.03
FeO	31.11	30.48
$Al_2O_3$	0.65	0.64
MnO	0.55	0.57
CaO	0.86	0.86
MgO	0.46	0.54
$TiO_2$	none	none
$SiO_2$	1.21	0.86
S	tr	tr
P	tr	tr
$H_2O$	0.03	0.02
Total	99.93	99.98
$FeO/Fe_2O_3$ mol ratio	1.06	1.03

Table 1 Chemical composition of magnetite I and II from Kamaishi Mine (Analysed by S.Nagano)

と言うことが出来る<sup>1)</sup>。

### 5 X線粉末寫真

2種類の磁鉄鉱のX線粉末写真は第1図1及び2に掲げた通りで同一のDebye-Seherrer lineを示す。

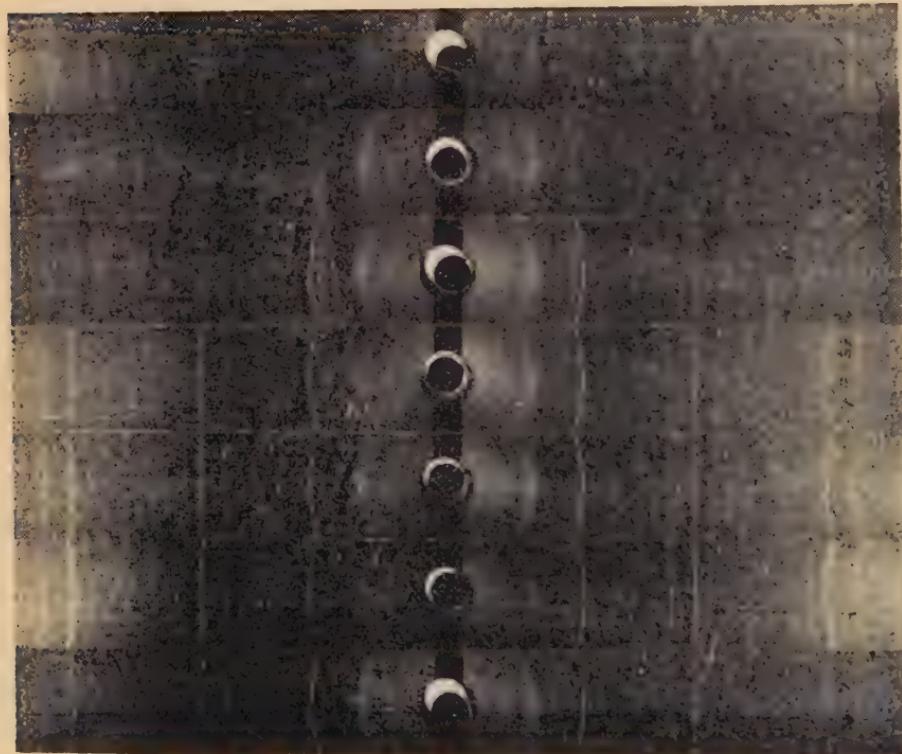


Fig. 1 X-ray powder photographs of magnetite I and II

1 Magnetite I, room temp.	2 Magnetite II, room temp.
3 Magnetite I, 950°C, 1hr.	4 Magnetite II, 950°C 1hr.
5 Magnetite I, 1000°C, 1hr.	6 Magnetite II, 1000°C, 1hr.
7 Hematite, Wagasennin Mine, room temp.	

1 第1表に示されたと加く、本物としてのMn, Al, Mgの含量は殆んど同量であり、たゞこれら諸原子がFe<sup>2+</sup>, Fe<sup>3+</sup>を置換しているとして計算して此の値は変わらない。又2, 3の他の式鉄の分析結果よりI, II共にFeO/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(モル比)は成端をもつて変動するが、統計的にはIIがIより小さな値を有することを知つた。

## 6 磁 性

Brown 管を使用した hysteresis curve tracer<sup>1)</sup>により第2図に掲げた磁気履歴曲線を求め、これより抗磁力 (Hc) と飽和磁気 (Is) を求めた結果は第2表に示した通りである。

Variety	Locality	Hc (Oersted)	Is (Gauss)
Magnetite I	Kuriki Mine, Iwate Pref.	28.5	441.3
"	Kamaishi Mine, "	28.5	441.3
Magnetite II	" "	38.1	352.5

Table 2 Magnetic Properties of magnetite I and II.

本表より磁鉄鉱 I は同種類の塊状磁鉄鉱に属する岩手県栗木鉱山産磁鉄鉱と略同一の磁性を示すに反し、磁鉄鉱 II は I に較べて抗磁力は大であるが、飽和磁気は反つて減少している。この点よりすれば磁鉄鉱 II が I より磁性の点に於て磁赤鉄鉱側に偏倚していると言つてよい<sup>2)</sup>。

## 7 加 热 実 験

両者の精選した試料を 150 mesh 以下に粉碎し、約 0.2g を 酸素分圧の小さな窒素気流中に、850~1,000°C の温度範囲で加熱実験を行つた。市販の窒素には通常 1~5% の酸素が混入しているので、これをビロガ

Temp. °C	Magnetite I		Magnetite II	
	wt %	Debye-Scherrer line	wt %	Debye-Scherrer line
850	-0.60	magnetite	-0.63	magnetite
900	-0.73	"	-0.65	"
950	+0.03	Magnetite + hematite	+0.63	Magnetite + hematite
970	+0.20	"	+0.70	"
1000	+1.65	"	+1.91	"

Table 3 Change of weight and Debye-Scherrer line of heated magnetite I and II at various temperatures

- 1) 東北大学科学計測研究所岡村研究室のものを使用した。岡村俊彦教授に深謝する。
- 2) 磁赤鉄鉱の磁性は磁鉄鉱に較べて抗磁力が大で、飽和磁気が小であることが知られている。
- 3) 磁鉄鉱の性質(特に磁性)の変動性については例え(次)の如き報告がある。  
 Davis, C. W.: Econ. Geol. 30 (1935), 655-662  
 Newhouse, W. H., Glass, J. P.: Econ. Geol., 31 (1936), 699-711  
 Hayase, K., Taneda, T.: Mem. Facul. Sci. & Eng. Waseda Univ. 16(1952), 36-42. 然し筆者等の見解は必ずしもこれらと一致しない。この問題については試料を豊富にして別に詳論する。

リール溶液、アンモニヤ塩化第一銅溶液、濃硫酸、金属銅網 ( $850^{\circ}\text{C}$ )、塩化カルシウム等で洗滌し、酸素分圧を約 0.2% 前後とし、流量を 80 cc/min,  $100^{\circ}\text{C}/30\text{min}$  の割合で温度を上昇させ、所要の温度に1時間保ち、焼成後試料の重量変化を計量し、且つ加熱体のX線粉末写真を撮影した。



Fig. 2 Hysteresis curve of magnetite I and II  
 (1) Magnetite-I from Kamaishi Mine  
 (2) " " from Kuriki Mine  
 (3) Magnetite-II from Kamaishi Mine

I) 酸化度は粒度によつて異なるが、この場合の粒度の影響は問題にならない程度である。

重量変化にはその温度に於ける揮発成分と酸化量との差が示される。両者共  $900^{\circ}\text{C}$  迄は殆ど変化せず、従つて Debye-Scherrer line も磁鉄鉱のみであるが、 $950^{\circ}\text{C}$  では両者共一部酸化されて、磁鉄鉱の外に赤鉄鉱の line を出現し、 $970^{\circ}\text{C}$  では変りないが、 $1,000^{\circ}\text{C}$  では磁鉄鉱IIは赤鉄鉱のみの line となるに反し、この温度では I の方は尚磁鉄鉱の line が残存している。

次に各加熱体の FeO 及び Total Fe を分析し、 $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$  のモル比を算出して第四表に示した。これ等の値を温度に対してプロットすると第2図が得られる。

本図及び第4表より磁鉄鉱IIは  $900^{\circ}\text{C}$  以上で略一直線に沿うて円滑に酸化されるが、I の方は  $970^{\circ}\text{C}$  頃まで比較的酸化され難い過程を辿り、 $1,000^{\circ}\text{C}$  でも尚一部磁鉄鉱として残存している。換言すれば II が結晶構造的に多少酸化され易い方向に偏倚していると言うことが出来よう。

## 8 磁鉄鉱IIの不完全性

2種類の磁鉄鉱の性質を較べると磁鉄鉱IIは化学成分では多少  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  に富み磁性に於て磁赤鉄鉱の方に偏つた性質を有し、加熱実験では I より酸化され易

い傾向を有している。即ち磁鉄鉱の性質には僅かながら、明かな変動性を持ち得ることを知つた<sup>1)</sup>。

Temp. °C	Magnetite I			Magnetite II		
	FeO wt%	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> wt%	FeO/Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> mol ratio	FeO wt%	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> wt%	FeO/Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> mol ratio
Room temp.	30.82	67.71	1.01	27.66	64.67	0.95
850	29.89	69.36	0.96	25.72	67.43	0.85
900	29.45	69.97	0.94	26.08	63.49	0.85
950	24.14	75.11	0.70	14.44	78.77	0.11
970	22.13	77.17	0.64	12.28	81.07	0.34
1000	12.10	89.33	0.31	3.17	90.11	0.08

Table 4 Degree of oxidation of magnetite I and II at various temperatures

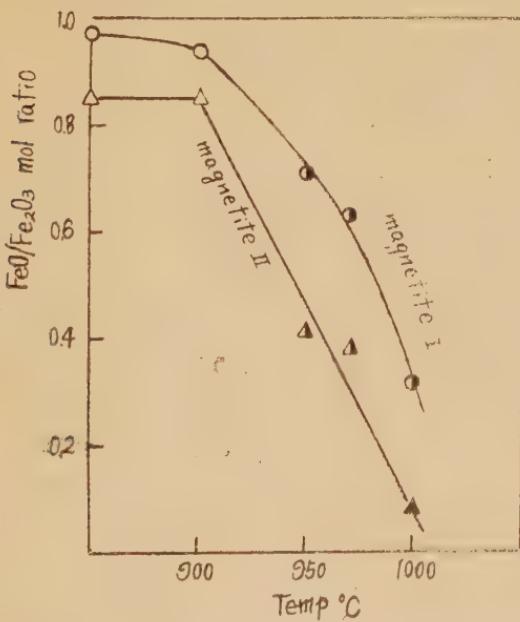


Fig. 3 Oxidation curve of magnetite I and II  
 ○△: Magnetite, ①△: Magnetite + Hematite, ▲: Hematite

1) 以上の Magnetite-II の性質は Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub> の一部が  $\gamma$ -Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 又は  $\alpha$ -Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> に酸化している爲であるとしても或程度説明可能であろう。著者等の加熱実験結果の説明は酸化だけではなく、Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub> 自体の結晶構造上に不純物を用ひなければ困難であろう。

然して既述の共生関係を考慮に入れて, hydrothermal stage に緑簾石, 方解石, 石英, 黄鉄鉱と共に晶出した磁鉄鉱 II の晶出条件は, pneumatolytic stage に早期スカルンと共に晶出した磁鉄鉱 I の晶出条件より酸化力に富んでいたことが想定される。

## 9 総 括

- (1) 釜石鉱山には塊状磁鉄鉱(磁鉄鉱 I)と裂開の顯著な磁鉄鉱(磁鉄鉱 II)とを産する。
- (2) 反射顕微鏡に両者を識別することは困難である。
- (3) X線粉末写真では同じ Debye-Scherrer line を示す。
- (4) 化学組成は類似するが磁鉄鉱 II は多少  $Fe_2O_3$  に富む。
- (5) 磁性は II が I より抗磁力が強く, 飽和磁気が小さい。
- (6) 磁鉄鉱 II は I より酸化され易い性質を持つている。
- (7) 以上の事項より磁鉄鉱 II は I に較べて, 僅かながら酸化されており(恐らくは  $\gamma-Fe_2O_3$  化), しかも結晶構造的に正規の磁鉄鉱より多少偏倚しているということが出来よう。
- (8) 磁鉄鉱 I は早期スカルンと共に pneumatolytic stage, に晶出し, II は緑簾石, 方解石, 石英と共に hydrothermal stage に晶出した。磁鉄鉱 II に見られる偏倚性は本鉱の晶出条件が I の場合より酸化力が強かつた事に帰因するであろう。

本研究に対し種々の便宜を与えられた釜石鉱山所長 今井史郎氏, 実験に協力した伊藤建三, 橋本一徳, 永野昭三, 遠藤強の諸氏 及び一部の試料蒐集に協力した安積政昭氏に深謝する。尙本研究費の一部に文部省 科学研究費をあてたことを明記し, 当局に深謝する。

## 抄 錄

### 鑛物學及び結晶學

#### 7420. アルカリ珪酸鹽の結晶形態

Donnay, G., Donnay, J. D. H.

$\alpha$ -Na<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (高温型) は斜方晶系 Pnam, で偽 Pnab, 單位格子恒数は  $a = 15.45$ ,  $b = 4.909$ ,  $c = 6.428$ , 單位格子中に上記4分子を含む。比重は実測値 2.47, 計算値 2.48。結晶は {100} に板状を呈し, 勝開も {100} に発達している。

$\beta$ -Na<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>5</sub> は單斜晶系 P2<sub>1</sub>/a に属し,  $a = 12.307$ ,  $b = 4.849$ ,  $c = 8.124$ ,  $\beta = 104.12^\circ$  の單位格子中に上記4分子を含む。{100} に薄い板状を呈し, {010}, に伸びている。勝開は {100} と {001}, 二重双晶をなし, 双晶面と接合面は (100) に平行である。

Li<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>5</sub> は斜方晶系 Ccc に属し,  $a = 5.80$ ,  $b = 14.66$ ,  $c = 4.806$ ,  $z = 4$ , 比重 2.454 (25°C), 計算値 2.438。

Li<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> は斜方晶系 Ccm2 に属し,  $a = 5.43$ ,  $b = 9.41$ ,  $c = 4.660$ ,  $z = 4$ , 比重 2.520 (25°C), 計算値 2.500。 (Am. Min. 38, 163~171, 1953) [大森]

#### 7421 新 鑛 物 hurlbutite Ca Be<sub>2</sub>(PO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>. Mrose, M. E.

本鉱物は New Hampshire, Smith 鉱山のペグマタイトから, 白雲母, 菊長石, triphyllite, 煙石英, 麻鐵鉱等に伴つて産し, 斜方晶系, 短柱状結晶をなす。{001}, {010}, {110}, {101}, {201}, {311} 等が認められる。單位格子恒数は  $a_0 = 8.29$  Å,  $b_0 = 8.80$ ,  $c_0 = 7.81$ ,  $a_0 : b_0 : c_0 = 0.9420 : 1 : 0.8875$ , 空間群は Pmmm である。色は無色乃至帶綠白色で  $H = 6$ ,  $G = 2.877$ 。勝開は認められない。二軸負性で,  $\alpha = 1.595$ ,  $\beta = 1.601$ ,  $\gamma = 1.604$ ,

$2V = 70^\circ$ ,  $r > v$ , 光学的方位は  $X = b$ ,  $Y = c$  である。分析の結果は CaO 21.84, BeO 21.30, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 56.19, X線粉末写真では濃い線が 3.67 Å (10), 3.03 (9), 2.78 (9), 2.21 (9) に表われる。尙 Harvard 大学, の Hurlbut 教授に因んで命名された。 (Am. Min. 37, 930~940, 1952) [大森]

#### 7422. 新 鑛 物 latiumite Tilley, C. E., Henry, F. M.

イタリイ Latium 地方 Albano の火山拠出岩塊中に hedenbergitic pyroxene, 灰鉄柘榴石, フンボルド石, kaliophilite, 藍方石等と密接に伴つて, 灰長石, 珪灰石に類似した鉱物を見出し, 測角, X線的, 光学的研究, 化学分析等を行つて, この鉱物を latiumite と命名した。 latiumite は  $H = 5.5 \sim 6$ ,  $G = 2.93$ , 單斜晶系に属し,  $a = 12.12$ ,  $b = 5.13$ ,  $c = 10.80$  Å,  $\beta = 108^\circ$  である。屈折率は  $\alpha = 1.606 \sim 3$ ,  $\beta = 1.603 \sim 9$ ,  $\gamma = 1.614 \sim 5$ ,  $2V$  は  $90^\circ$  前後である。化学成分は K, Ca, Al の硫酸鹽であるが, その化学式はまだ確定するに至らない。 (Min. Mag. 30, 39~45, 1953) [長谷川]

#### 7423. スエーデン Langban 産 Mn-hoernesite Gabrielson, O.

Värmland の Langban 鉱山のスカルンの割目に石青様の白色~無色の小針状, 板状結晶を産する。單斜晶系に属し, 光学的性質は  $Z \wedge c = 31^\circ$ ,  $X = b$ ,  $2V = 65 \sim 70^\circ$ ,  $\alpha = 1.579$ ,  $\beta = 1.589$ ,  $\gamma = 1.609$  である。化学分析の結果その化学式は (Mn, Mg)<sub>2</sub>(AsO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>·8H<sub>2</sub>O, Mg : Mn = 2 : 3 にては表はされる。X線的研究によれば  $a = 10.38$  Å,  $b = 28.09$  Å,  $c = 4.774$  Å,  $\beta = 105.40'$  であり, 空間群は藍

鉄鉱のそれとは異り bobierrite  $Mg_3P_2O_7 \cdot 8H_2O$  に一致するものと思はれる。hoernesite は  $Mg_3(AsO_4)_2 \cdot 8H_2O$  で表はされる鉱物であるが、その Mg を Mn で置換したものとして manganese-hoernesite と呼ぶ。本鉱物は鉱床生成の最後の段階の非常に低温の下で生成されたものである。(Arkiv för Min. Geol. 1, 333 ~337, 1952) [長谷川]

#### 7424. 沸石の新種“湯河原沸石”

Sakurai, K., Hayashi, A.

湯河原温泉の北西、不動滝附近に於ける湯河原層の安山岩質凝灰岩中に 5~15mm の細脈をなして濁沸石等の沸石類と共生する。形態学的研究によれば單斜晶系に属し、 $a:b:c=0.9748:1:0.7129$  である。比重は 2.201, 光学性は  $\alpha=1.495$ ,  $\beta=1.497$ ,  $\gamma=1.504$ ,  $2V=56\sim89^\circ$ 。化学分析の結果、化学式は  $Ca_4Al_7Si_{20}O_{54} \cdot 14H_2O$  に相当する。X線的研究により  $a_0=13.26\text{ \AA}$ ,  $b_0=13.65\text{ \AA}$ ,  $c_0=9.73\text{ \AA}$ ,  $\beta=68^\circ 28'$  と決定された。更に脱水曲線、示差熱分析の結果を併せ、沸石類と比較した。以上の性質は今まで知られている沸石類と異なるので、本鉱物を沸石の一新種として、产地に因んで湯河原沸石と命名する。(Sci. Rep. Yokohama National Univ. II, 1 69~77, 1952) [長谷川]

#### 7425. 南アフリカ Postmasburg 産ズニ石

Vermaas, F. H. S.

本鉱物は面心等軸晶系に結晶し、その面位格子恒数は  $a_0=14.034 (\pm 0.003)\text{ \AA}$  で、屈折率は  $n=1.600 (\pm 0.001)$ 、又分散は  $Nf-Nc=0.009$  である。比重は  $G=2.87$  で、計算値の 2.85 と良く一致する。1100°C に加熱すると、その構造が破壊し、フル石 ( $3Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$ ) になる。このズニ石は米国ズニ鉱山産のズニ石に比し、F に乏しく、Cl<sup>-</sup> がやや多い。

分光分析に依り、微量元素として Ti, Cr, V が検出された。専光強度 (packing index) 即ちイオン容積と単位格子容積の比の 10 倍は 6.4 である。(Am. Min. 37, 960~965, 1952) [大森]

#### 7426. ストロンシウム 煅灰石

Larsen, E. S., Fletcher, M. H., Cisney, E. V.

米国モンタナ州 Libby 附近の閃長岩脈中に榍石と共生して煅灰石を産する。この煅灰石は、1939 年 Volkora 等がソ連 Kola 半島から見出した含ストロンシウム煅灰石—saamite に良く一致した化学組成をもつていて、SrO は 11.6 % 含まれ、化学式は  $10(Ca_{0.88} Sr_{0.12})O \cdot 3P_2O_5 \cdot 2F$  に相当する strontian fluorapatite である。X 線粉末写真から格子恒数を求める  $a_0=9.41 \pm 0.01\text{ \AA}$ ,  $c_0=6.91 \pm 0.01\text{ \AA}$  で、これは弾葉煅灰石のそれと大差ない。比重は 3.35、屈折率は  $\omega=1.638$ ,  $\epsilon=1.634$  である。(Am. Min. 37, 656~658, 1952) [長谷川]

#### 7427. 新潟県小瀧産のアルビタイト及びこれに伴う翡翠 岩生周

翡翠は蛇紋岩中のアルビタイトの周辺相として発達して居り、この兩者は共に蛇紋岩の原岩質の残液に由来する産物で、或る部分は固結後又は固結しつゝ、地殻変動に伴つて侵入した流動化蛇紋岩に包まれて、もまれながら地下深所から現在の位置にもたらされたものであつて、この産状はビルマやカリボルニアと似ているが、石英と共に存する点が異なる。このアルビタイトは鉱量 12 万石に達し、吉木博士の低アルカリガラスの原料として適当である。アルビタイトの曹長石は低温型に属する。(地質誌、英文版 153, 1~25, 1953) [大森]

#### 7428. 亜硝酸コバルチソーダによる薄片中の加里長石の染色

Chayes, F.

薄片のカバー硝子を外し, xylol 等で余分のパルサムを除いて, プラスチック製の容器(バター皿の如きのものでもよい)中で HF で腐蝕する。その温度は 30°~40°C 時間は 45 秒程度である。次ぎにこの薄片上に亜硝酸コバルチソーダ液(3~4g/6ccH<sub>2</sub>O)の染色液を滴下し, 5 分間放置する。加里長石の表面には K<sub>2</sub>NaCo(NO<sub>2</sub>)<sub>6</sub> の水に難溶性の黄色結晶が生成された訳である。これを水洗し乾燥し, カバー硝子をかければ加里長石のみ黄色に染色された薄片が出来上る。この法によれば正長石と石英, 斜長石とを容易に識別する事が出来る。(筆者註: 試薬 Na<sub>3</sub>Co(NO<sub>2</sub>)<sub>6</sub>·5H<sub>2</sub>O は 25g 200 円程度で市販されている。)(Am. Min. 37, 1952)

[長谷川]

7429 南ダコタ州, Black Hill のバーサイトペグマタイトに於ける微量元素の分布 Higazy, R. A.

分光分析に依つて検出されたバーサイト中の微量元素は, Rb, Ba 及び Sr が稍多量に, Li, Pb, Ga 及び Tl が少量に, Mn, V, Cu, Be, Ge 及び Zr が稀に, Cr, Co, Ni, Sc; Sn, Ag, Mo; La, Y 及び In が極く稀に認められた。Rb は 600~9500 ppm で, 平均 2665 ppm 即ち  $2665 \times 10^{-6}$  である。一般に灰色のバーサイトに Rb が多い。Ba は Rb より少く, 又 Ba の多いバーサイトは鮮赤色を呈する。一般に 20~10,000 ppm で, 平均 965 ppm である。Sr は 20~1500 ppm, 平均 270 ppm である。(ppm は parts per million の略で, 270 ppm は 100 万分の 270 である。)

Rb, Ba 及び Sr のイオン半径は K と近似しているので, K を置換して格子内に存在するものと考えられる。(Am. Min. 38, 172~190, 1953) [大森]

## 岩石學及び火山學

7430, Bushveld 型の斜方輝石のイオン置換と単位格子恒数の變化 Hees, H. II.

多くの Bushveld 型の斜方輝石の単位格子恒数 a, b, c の測定がなされ, Mg<sup>2+</sup>に対する Fe<sup>2+</sup>, 及び Mg<sup>2+</sup>と Si<sup>4+</sup>に対する Al<sup>3+</sup>の置換に依るその大きさの変化が与えられている。又光学性 Nz, 2V, 及び複屈折が修正され, 密度の測定が多くの資料でなされた。その結果によると 2/3~4/5% の R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> が主であるが) を含む Bushveld 型の普通の斜方輝石では, 単位格子恒数, Nz, 複屈折及び密度は(測定の精度の範囲で)直線的に変化し, Vegard の法則に従う様であると述べられている。従つて, それらの輝石の主成分 Mg, Fe, Al 及び Ca の総べての量が化学分析なしで光学性と単位格子恒数の測定から決定出来る。本論文には此等の図表が載せてある。尙他の成分が等しいときは Al の含量は圧力と共に増加するので, 地質学的圧力計となり得るであろうと著者は暗示している。

(Am. Journ. Sci. Bowen, volume I, 173~187, 1952) [島津]

7431, MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-H<sub>2</sub>O 系と相平衡に於ける Carbonate 及び nitrate ion の影響 Roy, D. M., Roy, R. and Osborn, E. F.

MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-H<sub>2</sub>O, MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> 及び MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-H<sub>2</sub>O-N<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 系の平衡関係が実験的に求められた。先づ三成分の内 MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 二成分系に就い, 所謂のデーターとして, MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (spinel) と Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> の固溶体は温度の低下と共に滅ぼし, 800°C 以下では非常に小さな事が見出だされた。又 MgO-H<sub>2</sub>O 系では新しい P-T 曲線が求められ,

brucite  $\leftrightarrow$  periclase +  $\text{H}_2\text{O}$  の轉移は 20,000 psi で 670°C で行はれ、普通の室内の条件では、その轉移点は 350°C 近傍下する事が明らかにされた。MgO·Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>·H<sub>2</sub>O 系では、種々の相の間の共存関係が求められた。過剰の H<sub>2</sub>O の存在する時は spinel のより低い安定温度は 365°C で、それ以下では安定な相として brucite + diaspore が生ずる。(この事は地質学的寒暖計として使用し得る可能性あり)。この系に CO<sub>2</sub> が加はると、含 CO<sub>2</sub> 鉱物； magnesite (MgCO<sub>3</sub>), hydro-magnesite (3MgCO<sub>3</sub>·(OH)<sub>2</sub>·3H<sub>2</sub>O), hydrotalcite (6MgO·Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>·CO<sub>3</sub>·12H<sub>2</sub>O), が生ずるがその平衡関係も求められている。 nitrate-hydrotalcite も人工的に造られ、この系に於ける他の相とこの化合物との関係も研究されている。最後に著者は天然鉱物との関係を述べ、結論として、実験的に求められたこの相平衡関係は或る限界を以て天然の条件に適用出来ると述べている。(Am. Journ. Sci. 251, 337~361, (1953))

〔島津〕

#### 7432. アルカリ長石の光學的研究 Tuttle O. F.

噴出岩のアルカリ長石の斑晶の光宮内性質を、光軸角、屈折率、(010)面に於ける消光角、ソーダに富んだ資料に就いての光学的方位等の測定より検討し、Spencer (1937) の結果と同じく、1. high sanidine—high albite, 2. sanidine—anorthoclase cryptoperthite, 3. orthoclase cryptoperthite, 4. microcline cryptoperthite の 4 つの系列に分類することが出来る事を認めている。

(Am. Journ. Sci. Bowen volume II, 553~567, 1952))

〔島津〕

#### 7433. Alaska, Pribilof 諸島の Composite Aplite の分化 Barth, T. F. W.

Alaska, Pribilof 諸島の st. George 島に橄欖岩を貫く Aplite がある。本岩体の中心部(幅 400m)は粗粒状で幅 10m 位の chilled margin を有する。この急冷縁部は中心部に比べ、アルカリ、珪酸に富み、Al, Fe, Mg に乏しい。中心部と辺縁部との化学成分を擧げ、著者の提唱する Standard unit cell の考え方で比較検討している。

この岩相配列(通常は逆の配列である)は結晶作用による分化作用では説明せられない。これは Wahl の云う elimination, thermodiffusion で説明せられるかも知れないと提言している。(Am. Jour. Sci., Bowen volume I, 27~36, 1952)

〔千藤〕

#### 7434. 鹽基性岩床の pegmatite 分化 Walker, F.

南アフリカ Karroo, 北米 Palisadan 地区、北部英國 Whin Sill 等に産する dolerite sill の分化作用に就いて研究せるもので、dolerite sill に伴う dolerite-pegmatite の産状、その成分礦物、化学分析の結果等について述べている。

dolerite-pegmatite には次の三つの産状が見られる。1) contact に平行なレンズ状乃至板状シリケン、2) 不規則な nest 或は patch, 3) vein。 dolerite-pegmatite とその host dolerite との相異は前者が後者より micropegmatite、鉄鉱物に富み pyroxene が少い代りに amphibole が増加している。 plagioclase は pegmatite の方が少く、その成分は dolerite の An<sub>60~85</sub> に対し An<sub>50</sub> で、より sodic である。 alkali-feldspar は pegmatite の方が常に多い。分析の結果では SiO<sub>2</sub> が dolerite 51.2~55.6% に対し、pegmatite 46.8~58.6% で CaO, MgO は減少し、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>,

$TiO_2$ ,  $K_2O$ , が増加している。各産地何れのものも  $FeO + Fe_2O_3$ ,  $Na_2O + K_2O$ ,  $MgO$  の三成分に於て dolerite より pegmatite の方が前二者の成分が増加している。結論として 1) dolerite-pegmatite は host dolerite の結晶作用か非常に進んだ後に結晶の隙間に入つて来た後貫入分化物(post-injection differentiate)である。2) dolerite-pegmatite は dolerite magma の正常の分化作用の産物で鉄に最も富んだ状態のものである。3) dolerite-pegmatite の vein は patch や schlieren よりも後の stage の分化に属する。4) dolerite sill の分化の性質は最初の magma の成分の相異に大きく左右される。(Am. Jour. Sci., 251, 41~60, 1953.)

[植田]

#### 7435. 變成した Adirondack 斑鰐岩質

質、閃長岩質及び石英閃長岩質岩類

Buddington, A. F.

Adirondack の変成斑鰐岩を其の岩石 16 個、成分鉱物(角閃石 9. 枝榴石 5. 輝石 1)の化学成分から論じている。本岩類の成分とその構成鉱物の成分との間に鋭敏な関聯がある。本地域の北西部では斜長岩類、斑鰐岩類、輝石閃長岩、石英閃長岩類、変成輝綠岩等には枝榴石が出ない。その東側(中間帶)には再構成された斑鰐岩、輝綠岩中に枝榴石が局部的に出る。その東及東北部では枝榴石は上述岩類の外に、石英閃長片麻岩類等にまで現出する。角閃石で特徴付ける含枝榴石角閃片麻岩類に対し、角閃石を欠く Coronitemetagabbro, granoblastic garnet-augite-granulite 類が存在するが、此れはその鉱物の性質及び化学成分が夫々比較的 wet condition によるか、或は dry condition によるかである。

更に若干のカーノカイト質の閃長岩、石英閃長岩類の変成作用を化学成分から

論じ、それに關聯あるペグマタイトが枝榴石を含み、変成分化作用によつて生じたとしている。

当地域の斑鰐岩質、石英閃長岩質、石英閃長岩類の変成作用は下方に上昇して来た花崗岩質岩漿に關聯ある溶液の intergranular film の存在下で廣域動力熱変成作用によるものである。この場合 ion diffusion による変成作用は廣域に亘り行はれた證拠はない。花崗岩は後に変成中に貫入し、局部的に影響を与えた。枝榴石を含む岩石集合はグラニユライト相に、それを含まぬものは角閃岩相に分類するのが適當である。(Am. Jour. Sci., Bowen volume I, 37~34, 1952)

[千藤]

#### 7436. Morton 産花崗片麻岩 Lund, E. H.

著者は Morton 産花崗片麻岩について、岩石学的な記載と、成因について種々の考察を行つてゐる。此の花崗片麻岩は色や、組成が多様に変化し、且つ contorted structure が著しい。之等は花崗片麻岩の origin に關係するもので、塩基性岩が花崗岩漿と混合して生成された混生岩で、淡色から暗灰色に移る色は塩基性岩と花崗岩漿との混生作用の程度によるものであろうと推察している。包裹岩石に種々なものが存在し、或るものは 100 岩以上に及ぶものがある。この大きな包裹岩石には花崗岩が lit-par-lit injection を行つてゐるものがあり、又それが明瞭に見られないものもある。一般に小さな包裹岩石は酸性であるが、大きなものには閃綠岩から斑鰐岩にまで組成が変化し、之は主として包裹岩石と岩漿との反応の程度によるもので互に關聯性を有するものである、兩者の反応によつて包裹岩石の周囲に黒雲母の皮膜が形成されているものがある。小さな包裹岩石

は角閃石、中性長石又は灰曹長石、時に少々の輝石」り成るのが特徴であるが、大半の包裏岩は輝石、石英質中性長石又は曹長石よりなつてゐる。花崗片麻岩の contorted structure は岩漿固結の末期に生成したものであり、ptygmatic fold は岩漿が冷却し未だ plastic な状態にあるときに変形作用により形成され

たもので、又 motor structure は完全に固結した後に生じたものである。化学分析の結果では花崗岩よりも石英モンゴニ岩に近いものである。主成分鉱物に於ける modal analyses の結果では次の如くである。

(Econ. Geol., 48, 46~52, 1953) [植田]

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
加里長石	2	2	2	tr.	2	50	51	22	35	44
斜長石	57	57	50	60	60	9	14	30	32	25
	An <sub>30</sub>	An <sub>22</sub>	An <sub>26</sub>	An <sub>22</sub>	An <sub>22</sub>	An <sub>18</sub>	An <sub>18</sub>	An <sub>21</sub>	An <sub>22</sub>	An <sub>21</sub>
石英	24	27	34	32	30	39	34	37	27	26
黒雲母	14	11	12	7	5	×	×	×	5	4

### 金屬鑛床學

7437, Idaho 州 Elmore の火山地方に於ける地質と鑛化作用 Allen Jr., R. M.

この地質は晩期ジュラ乃至初期白堊紀の侵入である石英モンゴニ岩(底盤)とこれを貫ぬく半花崗岩及び文象斑岩(初期第三紀)よりなり、これらは更に流紋岩(第二紀鮮新期)、玄武岩(最純世)の新期火山岩にて被れています。鉱床は石英モンゴニ岩及び一部文象斑岩中の含金石英脈、その分布は兩者中の正碎裂帶に支配され、文象斑岩と成因的関係を有する。

鉱脈の成分鉱物及びその生成順序は石英、黄鉄鉱→細粒石英、黄鉄鉱、黄銅鉱、閃亜鉛鉱、含銀方鉛鉱→粗粒石英、自然金、黄鉄鉱→方解石で、主鉱物石英には3期があり、最後の石英に金を伴ない。これは晶洞及び櫛状構造をなしている。なお岩石は鉱脈に接する数枚の部分で、絹雲母化、珪化、曹長石-綠簾石化、綠泥石化の地にて熱水変質作用を蒙つてゐる。

(Econ. Geol., 47, 815~821, 1952)

[菅木]

7438. 鑛石探査と放射能 Gross, W. H. 酸性乃至中性岩漿の晩期産物たるペグマタイトや熱水溶液が原岩よりも高い放射能を示すことが考えられる。もしそうだとすれば、これらの溶液が通過した場所や鉱石の存在箇所を放射能の異常現象から見出すことが出来る筈である。著者はこの目的のために適当と考えられる9つの酸性乃至中性深成岩又は半深成岩の底盤、岩株中の鉱床を選び、岩石中の $\alpha$ 線放射能を測定し、その結果から放射能同値曲線図を作製し、鉱体との関係を論じている。これによれば、

- 1) 鉱体の附近では鉱床の存在しない所に比し一般に高い放射能を示す。
- 2) 放射能の異常はその岩体中の Zr, Si, 及び重金属の増減と略々比例する。
- 3) 花崗岩化作用による堆積岩源の岩体にも 1) と同様な傾向がみられるが、この場合に於ける岩石中の Zr の量は放射能と無関係である。
- 4) 鉱床不毛地帯では上記 1) の傾向は

みられない。

等で、この結果から著者はこの放射能の方針が鉱床探査に有益であると述べている。(Econ. Geol., 47, 722~742, 1952)

〔鈴木〕

7439. **液体包裏物研究の爆散法における誤差の源泉** Stephenson, T. E.

鉱物の生成温度の研究において、光学的方法と爆散法によるものとの結果の相違に関して、その原因に就いて述べている。この2つの方法に於て前者がより高い結果を示す。即ち螢石の例を除いて、方解石、石英、haliteにおいて、充分に高い温度に予熱せられた試料は、爆散温度はその予熱温度附近に到るまで起らなかつた。これに就いて光学的研究を行つたが、それによると、加熱する事により包裏物中の気泡は消え液体が空隙をうづめた。これを再び冷却する時は、気泡の大さは以前より大きくなつてゐる。筆者はこの原因を漏洩によるものと考えている。加熱速度はあるものを除いて爆散温度に影響し、おぞい程高くなつ。これは鉱物によつては漏洩がその結果に影響するものと、然らざるものとがある爲と考えられる。又、石英の場合、光学的方法と爆散法との結果の相違は、二次的包裏物の爲であると考えられる。これについては一次及び二次的包裏物による2つのpeakを期待して充分高い温度まで実験したが、明らかではなかつた。これは二次的包裏物の爆散温度が一次的包裏物の爆散温度をはつきりさせない爲と考えられる。そしてこれ等を見分ける事は決定的には出来ないものである。(Econ.

Geol., 47, 743~750, 1952) 〔鈴木〕

7440. **代表的瀝青ウラン鉱々脈の地質学的性質** Everoart, D. L., Wright, R. J.

代表的な瀝青ウラン鉱々床に就いて総括して居る。この種鉱床の生成時期は地質構造上の変動期及び一般的な鉱床生成時期と同一であつて、少くとも3時期である。即ちアフリカ及びカナダの鉱床は Precambrian 時代であり、歐洲のそれは late Paleozoic 時代であり、南北両アメリカの大部分は late Mesozoic-Tertiary 時代のものである。母岩は大別して2つになり、古塊の鉱床は堆積岩を主とする変成岩よりなり、新期のものは珪長質噴出岩よりなる。瀝青ウラン鉱は大部分各種金属鉱物と共に産するが、特に重要なものは、隕金屬硫化物、コバルトニッケル鉱物及び自然銀である。これは Bastin により nickel-cobalt-native silver ore type として述べられたもので、変成岩を母岩とし、瀝青ウラン鉱はむしろ minor component として存在する。珪長質噴出岩中に胚胎するものはこれより單純である。脈石として変成岩中のものは炭酸塩鉱物を普通に有し、又重晶石もくる。噴出岩中のものは珪質の脈石よりなり、或る種の鉱床は螢石に富む。瀝青ウラン鉱は Precambrian 時代のものは初期晶出であるが、他は中期から後期の間に変化する。この廣範囲にわたつても晶出順序の変化を著者は、鉱液中の colloidal mineral の沈積が、或る場合には温度降低による事もあるが、それよりは適当な電解質の存在に基づく化学的条件によるもので、この爲に温度降低による鉱物の生成順序に對して種々の順序を示すと考えた。鉱床の大部分は地質構造に關係し、裂縫充填脈が多く、断層或いは片理に沿い僅少な例として交代作用によるものがある。瀝青ウラン鉱々脈は著しい特長として赤鉄鉱化作用をうけ、脈石、母岩又は兩者が変質している。この事は H. D. Wright が黄鉄鉱の少ない方解石の

脈石の豊富な時に発達する事に注意し、又鉱液中の  $\text{CO}_2$  酸化作用及び還元剤として作用し得る S に関係するものとしている。これ等鉱床は成因的には花崗岩と関連するものであるが、その関係は單純なものではない。(Econ. Geol., 48, 77~96, 1953)

[鈴木]

7441. アリゾナ州 Ray 鎌山に於ける銅の地化學的深鑿 Clarke, O. M.

Arizona Ray 鉱床及びその附近に於て大西及びメスキート(葦科の一植物)の葉内並びに土壌中に含まれる銅を定量し、鉱化作用の及んでいない地辺よりも、鉱床附近の植物及び土壌中に顯著な銅の増加を示している。分析法は植物の場合、乾燥葉 200gr を焼いて灰にし、硝酸、塩酸、及び硫酸で処理後、銅を標準沃化法で定量し、又土壌の場合は土壌を硫酸 200gr を 10% 硫酸で約 24 時間抽出後、同じく標準沃化法で定量を行つてゐる。その結果土壌分析に於いては鉱体の土壌が最も銅含有率大きく、鉱化作用を受けて黄鉄鉱は生じてゐるが、銅を含まない周縁部では中程度、鉱化作用の及ばない地区では最も低い含有率を示した。場所によつて之等と逆な結果が得られた処もある、その原因は種々のものと考えられるが、製錬の煙による誤差が最も大きい。(Econ. Geol., 48, 39~45, 1953)

[植田]

7442. Nigeria 鉛亜鉛地域の調査豫報 Farringto, J. L.

この地域の地質は花崗岩、片麻岩の前カムブリア紀の岩とこれ等を不整合に被る砂岩、頁岩、石灰岩等からなる白堊紀層とからなつてゐる。

鉱床は白堊紀に胚胎する方鉛鉱、閃磁鉄鉱、菱鉄鉱を主鉱物とする熱水性の鉱床で、これは構造的に支配された割目に沿つて出来た鉱脈であり、鉱石鉱物は中

熱水性の条件下で沈殿したものと考えて居る。

この鉱化作用は白堊紀の Turonian 末期に行はれたものでこの地域に分布する閃綠岩の侵入に多少関係をもつものではないかと著者は云つてゐる。(Econ. Geol., 47, 583~608, 1952)

[林]

7443. 足尾鎌山に於ける石英脈中の高溫性礦物の隨伴關係について 中村威

足尾鎌山礦脈立入の 650 尺鍾についての研究である。本鍾は古生層を基盤とする第三紀流紋岩中に走向  $N60^\circ E$ 、西南に  $80^\circ$  乃至  $85^\circ$  に急斜せる石英・黃銅鉱脈で、累被構造はみられず、外に少量の錫石、鐵満重石、輝蒼鉛鉱を伴なう。母岩は脈の内側より珪化、絹雲母化、綠泥石化の順で変質作用を蒙つて居り、鉱脈の生成過程は 1) 少量の錫石を含有する石英の晶出、2) 少量の鐵満重石、黃銅鉱、輝蒼鉛鉱、自然青銅、自然金、ウチヘン鉱、黃錫鉱及び黃鐵鉱を伴なう石英の沈澱、3) 黃銅鉱の晶出、4) 黃鐵鉱の晶出で、一本脈に於ける高溫性鉱物の存在が見かどなり、上記の関係より著者は當鉱床を Xeno-thermal のものと考えてゐる。

佐喜者(著者)に於いては反射顕微鏡的觀察を、ない、特に自然金-自然青銅、錫石-黃錫鉱-黃銅鉱、黃銅鉱-ウチヘル鉱-自然青銅 または輝蒼鉛鉱等成因的に留意すべき共生関係を記載している。(Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. 2, 8, 89~98, 1951)

[吉木]

## 石油鑿床學

7444. カリフォニア油田に於ける含油碎岩 Regan, L. J.

カリフォルニア油田地帶の San Joaquin 及び Santa Maria の兩堆積盆地に於いては、upper Miocene に屬する Mon-

terey 層が主な含油系統をなしている。本層中にはチャート及び珪質頁岩が発達し、これが破碎貯留槽としての二次空隙を構成している。油の产出にはその上位層である Pliocene の地層の蓋層が重要な意味があるが、その破碎岩自体の成因については種々論じられる。少くとも珪質頁岩に於けるそれは褶曲による機械的な力により、チャートに於けるそれはその岩層の形成に於ける化学的な初成的変化に起因するものとされ、集油は以上の各タイプの岩層及び structural trap とそれらとの組合せの種々が認められる。これらの含油碎岩は一般に孔隙率が小さく、浸透率は大きいのが特徴である。

(Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 37, 201~216, 1953) [加藤]

7445. 地質學的に見た中東油田の産油狀態 Baker, N. E., Henson, F.R.S.

この論文は中東油田に関する既知の地質的資料を総括し産油の地質時代と油の集積について基礎的な地質学的要素の概念を示したもので一般地質と地体構造、層位と油の产出状態、構造的条件と油の集積につき言及している。

中東の地質は地域的に先カンブリア系の火成岩変成岩で構成されている西部及び南部アラビアの Arabo-Nubian, Arabo-Somali 山塊と北部及び東部の前地帯、更に前地の外面の Taurus-Zagroo-Oman 造山帯に区分されるが、油田地域の堆積作用はアラビア前地帯の緩慢な沈降により行われたが同時に間断なき造陸運動に依り沈積相や厚さに影響を及ぼし、これらの一連の海成沈積物は Arabo-Nubian, Arabo-Somali 山塊を取り囲む大陸の周縁部に発達している。現在迄に产出された經濟的油田は前地帯や造山帯の脊斜のトラップであるが油の集積し得る他の構

造の存在は無視することが出来ない。尙今迄に産油を見ない先中生代、後中新世の地層を除き油田地帯の層位は次の様に区分される。

時代	油層岩	油田
1) 三疊紀	石灰岩 東部アラビア	
	下部白亜紀 白雲岩	
2) 中部白亜紀	グロビゲリ 北部イラク	
	ナ石灰岩 南西イラン	
漸新世	白亜泥灰岩 南東トルコ	
	砂岩 バーレン	
3) 中新世	頁岩 クエイト	
	蒸発岩 南西イラン	
	石灰岩 互層 イラク	
	碎屑岩	

(Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 36, 1885~1901, 1952) [島田]

7446. 東南オクラホマのオーアチタ珪岩相 Hartton, B. H.

東南オクラホマのアルバツクル山とオーアチタ山の古生層中に著しく対照的な岩質特徴を有する二つの異なる岩相が互に近接して存在する。二つの岩相は僅か 12 マイル程しか離れていないが、アルバツクル相は頁岩と石灰岩よりなる正規の堆積系であるのにオーアチタ相は珪岩、珪質の石灰岩、頁岩、novaculite より成つている。Van der Gracht 及び Ulrich は異なる地向斜の堆積物が極めて大きい衝上断層によつて相接近したのだとした。然るに筆者は此の二つの岩相は殆ど同じ堆積条件の下で同一の地向斜内に堆積したものであるとし、勿論小さい断層は認めるがオーアチタ相の珪質の特性は二次的起源のもので兩堆積系は本質的には同一性が存在するものと主張する。論文の大部分は二つの堆積系が岩質的に古生物学的に密接に相関係したものであることを述べ、野外での詳細な調査、

薄片の顕微鏡写真を記載してある。オーアチタ山脈の断層帶内で岩石学的特徴が急に変化していることを指摘し、これを證據としてオーアチタ珪岩相は岩石の変質作用に基づくものであるとしている。即ち此處で行はれた珪化作用は、高温高圧の下では安定、低温低圧下では不安定である  $H_2O-SiO_2$  溶液が断層に伴い内圧が解放され  $SiO_2$  を沈殿させたものと考えられる。(Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 37, 778~796, 1953)

[田口]

#### 7447. Eolian Sand Control

Kerr, R. C., Nigra, J. O.

砂漠や半乾土地帯にある油田の經營は必然的に風蝕に依る砂の侵入や集積の問題に直面している。この問題は既設備を危険にさらすのみでなく砂を除去するために莫大な人的資力を必要とし經營の負擔を大きくする。最近率にも sand control に関する工業地質学の研究によつて風蝕砂を効果的に且つ永続的に保留して行くことが出来ることを立證する迄に発展した。この eolian sand control は四つの基礎的目的を持つている。1) 砂の移動侵入による災害を予防するために砂丘の様な砂の集積を破壊するか、或は安定に保つ様にすること。2) 風のため運搬される砂を施設物の周辺にそらすこと。3) 宛護すべき施設地の前にたまつている砂を直接に且つ永続的に塞止すること。4) 現場に既にたまつた砂を避けるために砂の運動を促進するようすること。以上の目的を達成するために次の様な方法を單独に或はいくつかの組合せとして使用することが出来る。a) 置換 (transposing), b) 植木 (planting), c) 鋪装 (paving), d) 鏡板 (panelling), e) 設柵 (fencing), f) 浸油 (oiling), 第1篇理論的考察、第2篇、野外での應用との

2篇からなり、sand control の理論的処理、各々の調節法の実際的野外の應用と、その相対的評価につき論議している。(Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 36, 1541~1573, 1952)

[島田]

### 参考科 學

#### 7448. 板硝子表面の屈折率 原保久

硝子表面の屈折率は一般に内部と異なる値を示す。Pfund の装置で表面の屈折率を測定すると、新しい硝子でも内部より幾分低い値を示す。硝子を酸処理したものの表面屈折率の低下は僅かであつて、保存中に再び回復する。風化による板硝子の表面屈折率は、1.515 から 1.41 まで低下する場合がある。酸処理や風化によつて表面屈折率の低下したものでも、アルカリ処理をすると一應内部の値に復する。アルカリの濃度が大で液中に珪酸イオンの存在する場合は、0.02 程度の屈折率の低下があらはれ、長期のアルカリ浸漬によつては 1.40 位まで低下し、干涉色を生ずる場合もある。(旭硝子研究報告 II, 1, 35~38, 1952)

[長谷川]

#### 7449. 日本、朝鮮、中國の隕石 神田茂

略確実な隕石として日本 30 個、朝鮮 3 個、中国 6 個をあげ、これを夫々の名称、種類、落下時、個数、大きさ、重量、比重、研究概要、更に落下地点、現所蔵者等をしらべ、隕石一覽表を作製した。日本に於ける隕石は 1688 年の静岡県笛ヶ瀬の隕石から 1950 年の山口県玖珂郡の隕鉄まで 30 個を数え、種類としては隕石 aerolite が 22 個で大部分を占め、石鉄隕石 siderolite が 1 個、隕鉄 siderite が 7 個である。又そのうち落下的知られているものは 23 個、知られてないものが 7 個である。(横濱国立大理紀、二類、1, 97~106)

[長谷川]

日本礦物學會昭和28年度總會及び講演會は6月5, 6日東大理學部講堂で開催され次の講演が行われた。尚7日には湯河原温泉附近に、湯河原沸石, *epistilbite* 等の沸石類の採集旅行を行つた。【特別講演】柘榴石の格子恒数(大森啓一), 鉱物工学と窯業(吉木文平), 日本産マンガン鉱物(吉村豊文), 【研究発表】人造鋼玉の研究(II)アンモニウム・アラムの加熱変化(今井琢也, 小林貞二), 炭化珪素の研究(I)主として化学分析について(小林一, 林瑛), 鉱石の鉱物別化学分析法の研究(I, II, III)(今井琢也, 金子義道, 林瑛, 小野塚陽一), 五島鉱山に於ける黄鉄鉱の晶相変化(砂川一郎), 新硼酸鉱物, 遂安石について(渡辺武男), 硫酸塩鉱物の研究(I)方解石群の化学分析値とその結晶化学的考察(原田準平, 松田俊治), 含弗素鉱物の研究(I)普通角閃石中に含有される弗素の分布について(原田準平, 三越龍), 福島県石川郡大森田村雨田ペガマタイト産綠柱石(大森啓一, 橫山鼎), 福島県石川山産榍石(大森啓一, 長谷川修三), 福島県石川地方に於ける稀元素鉱物の産地(大森啓一), 福島県水晶山産フェルグソン石に就いて(田久保実太郎, 上田健夫, 是川正顯), 褐簾石の年令について(田久保実太郎, 西村新一), ニオブタンタル酸塩鉱物の年令について(田久保実太郎, 西村新一), 本邦産 allophane 二種について(湊秀雄, 高野幸雄, 益富寿之助), Iron-saponite の発見とその地質学的並びに鉱床学的意義(lemburgiteの再検討)(須藤俊男), 山口県藏田鉱山産粘土に見出された30ÅのX線粉末反射(須藤俊男, 松井治彦, 松本寛造), 鉄明礬石に類似し, カリ分の少い鉱物について(片山信夫, 湊秀雄, 高野幸雄), 鉄明礬石の合成について(原田準平, 後藤優), 沸石類の熱水反応に関する研究(II)方沸石の熱水反応(小泉光恵, 桐山良一), 灰長石の異常膨張性について(吉木文平, 脇正敏), 鉱物の透電的性質とその周波数並びに温度特性について(田久保実太郎, 鵜飼保郎), イオン結晶に於ける成分元素の置換関係について(堀福太郎), 細倉鉱山産閃亜鉛鉱の脈石, 微量成分, 色の関係(戸苅賢二), 鉱床産石英の轉位の示差熱曲線(長沢敬之助), 愛知岐阜県下の窯業用粘土鉱物の生成に関する若干の考察(野沢和久)

日本地質學會周60年記念東北支部4, 5月例會は5月15日東北大学理學部で開催され次の講演が行はれた。山形県白鷹火山について(小倉勉), 有孔虫群より見たる“古石狩海”の地史(淺野清), 常磐炭田産のムツアシカニ化石(今泉力藏), 常磐炭田における炭層堆積状態の研究(II)福島県双葉郡廣野町附近(江口元起, 庄司力偉, 鈴木輝一), 仙台層群の層序からみた二, 三の問題(柴田豊吉), 長野県赤石山山地の地質(概報)(石井清彦, 稲田良夫, 島津光夫), アルカリ岩中における輝石の進化(八木健三), 氷上山附近の花崗岩質岩類について(千藤忠昌, 山下陽三), 花崗岩類からみた氷上, 阿武隈山地の比較(千藤忠昌)

The Journal of the Japanese Association  
of  
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.

---

## CONTENTS

Geology and petrology of the enviroment of Târo-machi,  
Iwate Prefecture. .... K. Ishii, Y. Ueda, K. Yamaoka and N. Yamae

Thermal studies on the cubanite lamellae in chalcopyrite  
from the Omine mine. (Studies of the copper ores  
from the Omine mine, Iwate Prefecture. III) .... A. Sugaki

On the formation of copper ores from Omine mine. (Ditto  
IV) .... T. Takeuchi, A. Sugaki and M. Nambu

A study of the coal sedimentation in the Jôban coal field.  
(III) Subsurface structure of the southern margin  
of the Jôban coal field. .... M. Eguchi and S. Suzuki

On the imperfection of magnetite from Kamaishi mine,  
Iwate Prefecture. .... T. Takeuchi, M. Nambu and N. Wada

Notes and News.  
Announcement of the meeting of the Mining Industry. etc.

Book review.  
Grundriss der Kristallchemie. Von Johannes E. Hiller.

Abstracts.

Mineralogy and crystallography. Crystal form of alkali-silicates.  
etc.

Petrology. Orthopyroxenes of the Bushveld type, ion substitutions,  
and changes in unite cell-dimensions. etc.

Sci. of ore deposits. Mineralization of the volcano district, Elmore,  
Idaho. etc.

Sci. of petroleum deposits. Fractured shale reservoirs of California.  
etc.

Related science. Surface refractive indices of sheet glass.

---

Published bimonthly by the Association in the Institute of  
Mineralogy, Petrology and Economic Geology,  
Tohoku University, Sendai, Japan.